

N ° Ordre : 2597

THÈSE

présentée

DEVANT L' UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Pour obtenir

Le grade de : **DOCTEUR DE L' UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

Mention Sciences de la Terre

PAR

Dimitri Lague

Équipe d'accueil : Géosciences Rennes, Université de Rennes 1

École Doctorale : Sciences de la Matière

Composante universitaire : UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Dynamique de l'érosion continentale
aux grandes échelles de temps et d'espace :
modélisation expérimentale, numérique et théorique.**

SOUTENUE LE 17 DÉCEMBRE 2001 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Mr Jean-Philippe Avouac,	rapporteur
Mr Colin Stark	rapporteur
Mr Paul Tapponnier	examineur
Mr Greg Tucker	examineur
Mr Jean-Pierre Brun	examineur
Mr Philippe Davy	directeur de thèse

Remerciements

Ce travail n'aurait pas vu le jour si je n'avais pas eu la chance de rencontrer un très grand nombre de gens formidables...

Tout d'abord merci Philippe de m'avoir fait plonger dans la géomorphologie. Pendant toute la durée de la thèse, tu as su encadrer mon travail, en me laissant suffisamment de liberté pour que je développe mes propres idées, tout en étant suffisamment attentif pour que je ne m'égare pas sur des pistes peu prometteuses. J'ai beaucoup appris, que ce soit sur la forme ou le fond du travail de chercheur, et je me suis bien amusé. Par ailleurs, je te remercie de m'avoir hébergé dans ton bureau pendant ces 2 dernières années !!!

Heureusement qu'Alain était là pour m'aider à me dépatouiller avec les expériences et pour venir me sauver lorsque j'étais perdu au fin fond de la Bretagne (la prochaine fois c'est moi qui prend la carte et qui reste dans la voiture). Ce fut un plaisir quotidien que de s'aventurer sur les terres inconnues de l'expérimental. A ce propos, je tire mon chapeau à Jean-Jacques Kermarrec le « géotrouvetou » de la géomorphologie expérimentale. Sans lui, le dispositif expérimental n'aurait pas vu le jour.

Je tiens à remercier les membres du jury : Jean-Philippe Avouac, Colin Stark, Paul Tapponnier, Jean-Pierre Brun et Greg Tucker qui me font l'honneur de bien vouloir examiner mon travail.

Ces 3 ans de thèse à Géosciences Rennes ont été émaillés de rencontres diverses qui ont participé à la réussite de ce travail, enfin... à ce travail.... Celui sans qui la Bretagne ne serait pas vraiment la Bretagne, Marco, le pro du simplexe... Celle qui aime l'avion et les fractales, Caro... Celle qui m'a nourrit quand je n'avais pas d'argent, Flo... celle qui aime la géophysique, Steph...et celui qui perd tout, même ce qu'il a déjà perdu, Jean-Raynald. Spéciale dédicace à celle qui a corrigé l'orthographe, K....merci à tout ceux qui m'ont supporté : Laurie, Charles, Xavier, Jaiouennne, Yves, Julien, Stéphane et j'en oublie sûrement, et je m'en excuse. Je regretterai les repas au RU, les pauses café, et les discussions scientifiques aussi. Spéciale dédicace aux membres du ASS : Eric, Sylvain et Nico le meilleur ex-groupe de Jazz de la communauté des Géosciences.

Je remercie les personnes qui ont consacré un peu de leur temps à discuter et m'ont permis de m'ouvrir à d'autres horizons: Stéphane Bonnet, Colin Stark, François Guillocheau, Dominique Gibert, Jean-Pierre Brun, Olivier Bour, Jacques Bouffette, Peter Cobbold, Pierre Gauthier, Philippe Boulvais, Sébastien Carretier, Francis Lucazeau, Jean-Emmanuel Hurtrez, Les Hasbargen et la merveilleuse Patience.

Pendant ma scolarité plus généralement, je voudrais remercier quelques personnages clefs qui m'ont permis d'achever ce travail: dans l'ordre Mr Renard (Physique 4ème), Mr Passard (Physique Term), Mr Bros (Physique Prepa), Mr Olej (Bio Prepa) et Philippe Gillet (super bon prof de l'ENS -;)

J'ai eu la chance grâce à Jean-Philippe Avouac de pouvoir découvrir la géologie et la géomorphologie du Népal (les terrasses c'est bien). Merci à Bruno Goffé (vive la Baie) et Arnaud Pecher pour leur enseignement. Spéciale dédicace à Rodolphe, Julia et Julie qui ont largement participé à ce que cette découverte soit une réussite. En parlant Népal, je remercie Jérôme Lavé pour avoir mis à disposition les données qu'il a obtenues durant sa thèse.

Enfin, c'est quand même l'aboutissement de toute une scolarité, et je voudrais remercier ma petite maman à qui je dois beaucoup et qui a toujours été une fervente supportrice avec ma sœur, de mes travaux sans vraiment savoir ce que c'était, Bernard et tout le reste de ma famille, en particulier mes grands-parents.

Enfin, merci à mes deux supporteurs de tous les jours et toutes les nuits....Je ne sais quelle quantité de ce travail je vous dois, mais j'ai un peu honte qu'il n'y ait que mon nom sur la couverture....

A Elizabeth et Pierre.

Résumé

L'évolution à long terme des reliefs continentaux résulte de couplages complexes entre processus d'érosion et mouvements tectoniques qui tendent à s'équilibrer pour atteindre éventuellement un état stationnaire. La partie érosion de ces couplages est gouvernée par l'interaction entre des processus élémentaires de versant et de rivière, étroitement couplés, qui contrôlent l'organisation spatiale du réseau de drainage. Ces processus sont caractérisés par des vitesses d'érosion et de transport lentes sur les versants et très rapides dans les rivières, et dépendent souvent non-linéairement de la pente topographique et du flux d'eau. Il en résulte une dynamique complexe à l'échelle locale dont les conséquences à l'échelle continentale sur la vitesse et les volumes de matière transportés ne sont pas encore comprises. L'objectif de cette thèse a été de comprendre et modéliser cette dynamique à l'échelle des temps géologiques, dans le cadre de perturbations tectoniques simples, et pour des conditions climatiques constantes.

Nous utilisons un modèle numérique permettant de simuler l'action de différents processus d'érosion de versant et de transport fluvial. Les solutions hors équilibre prédites par ce modèle ne pouvant être validées analytiquement ou à partir de données naturelles, une approche expérimentale inédite a été développée. Elle permet d'étudier précisément l'évolution d'une topographie soumise à l'action simultanée d'une surrection simple et de processus d'érosion et de transport par ruissellement. Au cours d'une expérience, la surface s'auto-organise d'abord en une série de bassins versants de géométrie similaire aux systèmes naturels, puis l'altitude moyenne du système s'approche quasi-exponentiellement d'une valeur constante, traduisant un état d'équilibre macroscopique. L'analyse couplée des expériences et des simulations numériques montre que cette dynamique dépend fortement de la présence de zones de drainages internes non connectées aux conditions limites du système, du degré de non-linéarité entre érosion et pente topographique et de l'existence d'un seuil d'érosion. A partir de l'analyse de systèmes naturels, via le formalisme de la relation pente-aire drainée, nous mettons en évidence l'existence d'un tel seuil dans les systèmes naturels. Pour ce faire nous avons développé un nouveau critère morphologique permettant de caractériser l'état dynamique des reliefs naturels. L'hypothèse d'équilibre dynamique entre érosion et tectonique, nécessaire à l'interprétation correcte des relations entre formes topographiques et processus d'érosion, peut être ainsi (in)validée.

Ces résultats suggèrent que le seuil d'érosion habituellement négligé dans le calibrage des lois d'érosion élémentaires doit être explicitement pris en compte pour prédire correctement les formes topographiques naturelles, la dynamique de la croissance des réseaux de drainage et les relations à l'échelle continentale entre taux de dénudation et paramètres topographiques.

Mots-clés :

Géomorphologie quantitative, lois d'érosion, modélisation, relation pente-aire drainée, tectonique

Table des matières

REMERCIEMENTS	I-3
RESUME	I-4
TABLE DES MATIERES	I-5
INTRODUCTION	I-9

CHAPITRE I: ÉTAT DE L'ART ET PROBLEMATIQUE I-11

I.1. Processus exogènes et endogènes I-11

I.1.1. Tectonique et érosion	I-12
I.1.2. Climat et érosion	I-13
I.1.3. Tectonique et climat	I-13
I.1.4. Echelles spatiales et temporelles du problème	I-14
I.1.4.1 Echelles spatiales	I-14
I.1.4.2 Echelles temporelles	I-15
I.1.4.3 Champ d'application de notre étude	I-16

I.2. Dynamique des systèmes géomorphologiques I-17

I.2.1. Processus élémentaires d'érosion et de transport	I-17
I.2.1.1 Les rivières	I-17
I.2.1.2 Les versants	I-24
I.2.2. Croissance, développement et état d'équilibre des reliefs	I-28
I.2.2.1 Instabilités marginales	I-28
I.2.2.2 Dynamique des systèmes géomorphologiques.	I-29

I.3. Outils et méthodes de la géomorphologie I-34

I.3.1. L'analyse morphologique : principaux résultats	I-35
I.3.1.1 L'analyse 2D	I-35
I.3.1.2 L'analyse 3D : la relation pente-aire drainée	I-36
I.3.2. La quantification des flux actuels et passés	I-44
I.3.3. La modélisation numérique	I-45
I.3.3.1 Philosophies et processus modélisés	I-45
I.3.3.2 Résolution spatiale	I-46
I.3.3.3 Résolution temporelle	I-47
I.3.3.4 Implémentation numérique	I-47
I.3.3.5 Le modèle utilisé dans ce travail : EROS (Crave and Davy, 2001)	I-47
I.3.4. La modélisation expérimentale	I-50
I.3.4.1 Dispositifs existants	I-50
I.3.4.2 Dispositif expérimental développé au cours du travail de thèse	I-51

CHAPITRE II: MODELISATION EXPERIMENTALE ET NUMERIQUE DE LA DYNAMIQUE MACROSCOPIQUE II-53

II.1. Caractérisation expérimentale II-53

II.1.1. Article : Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift	II-53
1. Introduction	II-54
2. Experimental Setup and Methods	II-55
3. Experimental Results on Transient Dynamic	II-58
4. Steady-state Topographies	II-66
5. Analogy with Natural Systems	II-72
6. Conclusions	II-74
Appendix	II-74
References	II-75

II.1.2. Analyses complémentaires	II-78
II.1.2.1 Rôle de la pluviométrie	II-78
II.1.2.2 Rôle du seuil dans l'évolution de la connectivité	II-78
II.1.2.3 Conséquences de l'existence d'un seuil et d'une connectivité incomplète sur l'évolution des flux sédimentaires et de l'altitude moyenne	II-79

II.2. Relations entre processus élémentaires et dynamique macroscopique **II-81**

II.2.1. Approche théorique dans le cas de processus limités par le transport	II-81
II.2.2. Effet de la (non)-linéarité des flux sédimentaires avec la pente	II-82

CHAPITRE III: CARACTERISATION DES SYSTEMES GEOMORPHOLOGIQUES EN DESEQUILIBRE **III-87**

III.1. Etude empirique des paramètres topographiques caractéristiques du déséquilibre **III-89**

III.1.1. Analyse de la relation pente-aire drainée	III-89
III.1.2. Relation courbure de la vallée-aire drainée	III-89
III.1.3. Propagation de l'équilibre dans le système	III-90
<i>Cas d'un seul processus</i>	III-91
<i>Cas de deux processus</i>	III-91
III.1.4. Relation pente-aire drainée-distance à la condition limite	III-92

III.2. Application aux systèmes naturels **III-94**

III.2.1. Systèmes à l'état stationnaire	III-94
III.2.2. Systèmes en phase de mise à l'équilibre	III-96

III.3. Discussion **III-97**

III.4. Conclusion **III-98**

CHAPITRE IV: ANALYSE QUANTITATIVE DES SYSTEMES NATURELS A L'EQUILIBRE DYNAMIQUE **IV-99**

IV.1. Détermination des lois d'érosion à partir de la relation pente-aire drainée **IV-100**

IV.1.1. Article : Hillslope erosion models in tectonically active settings : insights from slope-area relationships in the Siwaliks	IV-100
1. Introduction	IV-101
2. Area-slope relationship formalism	IV-101
3. Data and Methods	IV-102
4. Results	IV-103
5. Discussion	IV-105
6. Conclusion	IV-106
References	IV-107
IV.1.2. Analyse complémentaire	IV-108
IV.1.2.1 Comparaison directe entre taux de surrection déduit de l'analyse des terrasses et pentes locales	IV-108
IV.1.2.2 Discussion sur la nature des processus d'érosion des versants	IV-110
IV.1.2.3 Relation pente-aire drainée dans des domaines similaires et relation densité de drainage-taux de surrection	IV-110

IV.2. Estimation des taux de surrection et de l'érodabilité des roches à partir de la relation pente-aire drainée **IV-112**

IV.2.1. Article : Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling.	113
IV.2.1.1 Figure complémentaire	119

CHAPITRE V: DYNAMIQUE DES SYSTEMES NATURELS : SYNTHESE ET DISCUSSION **121**

V.1. Contraintes sur les processus élémentaires d'érosion **121**

V.1.1. De l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable dans les systèmes naturels	121
V.1.2. Contraintes sur la dépendance avec le flux d'eau et la longueur de transport	124

V.2. Implications en terme de dynamique macroscopique **124**

V.2.1. Connectivité des réseaux de drainage et plateaux continentaux	124
--	-----

V.2.2. Cas des systèmes connectés : dynamique de l'érosion et taux de surrection	126
--	-----

V.2.3. Impact du climat	126
-------------------------	-----

V.3. Contributions aux outils et méthodes de la géomorphologie quantitative	127
--	------------

V.3.1. Détermination des lois d'érosion	127
---	-----

V.3.2. Estimation des taux de surrection et de l'érodabilité	127
--	-----

V.3.3. Modélisation expérimentale	128
-----------------------------------	-----

CONCLUSION GENERALE	131
----------------------------	------------

ANNEXES	133
----------------	------------

Annexe A : Sensibilité des diagrammes pente-aire drainée à la qualité et la résolution des MNT	133
---	------------

Effet du bruit	133
----------------	-----

Effet du mode de calcul de la moyenne	136
---------------------------------------	-----

Effet de la résolution	137
------------------------	-----

Annexe B : Caractéristiques techniques du dispositif expérimental	139
--	------------

Annexe C : Article. Analogue modeling of relief dynamics.	143
--	------------

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	149
------------------------------------	------------

Introduction

Les reliefs résultent d'une interaction complexe entre processus de surface, mouvements tectoniques et climat. La grande diversité morphologique des reliefs témoigne de la complexité du couplage entre ces trois éléments, et laisse sous-entendre des évolutions dans le temps sans doute différentes suivant leurs amplitudes respectives. Avant d'envisager l'étude de l'évolution de ce système dans toute sa complexité, il est important de comprendre la dynamique de chacun des éléments indépendamment des autres. En ce qui concerne les processus de surface, l'érosion et le transport de la matière à la surface des continents résultent de l'interaction de mécanismes élémentaires étroitement couplés, contrôlant et contrôlés par l'organisation spatiale du réseau de drainage. Un degré de complexité supplémentaire est introduit par la diversité de ces processus et leur dépendance parfois non-linéaire avec les variables du système que sont la pente topographique et le flux d'eau. Il en résulte une dynamique complexe à l'échelle locale, dont les conséquences à l'échelle continentale sur la vitesse et les volumes de matière transportés ne sont pas encore comprises. L'objectif de cette thèse a été de comprendre et modéliser cette dynamique, dans le cadre de perturbations tectoniques simples, et pour des conditions climatiques constantes.

Lorsque l'on s'intéresse à la dynamique des reliefs, force est de constater que l'analyse de la topographie actuelle fournit peu d'information. Deux raisons à cela : la première tient aux faibles vitesses d'érosion (maximum de 1 cm/an) qui limitent l'observation directe, à l'échelle humaine, de l'évolution des reliefs ; la deuxième tient à l'érosion elle-même qui « érode » toute trace des topographies passées et de son histoire. Face à cette difficulté à observer et à quantifier directement la dynamique des reliefs, la modélisation constitue une approche nécessaire. Depuis une dizaine d'années, l'approche numérique s'est imposée comme un outil incontournable dans ce type d'étude. Elle procède d'une modélisation des processus d'érosion et de transport basés sur des modèles diffusifs et/ou advectifs censés représenter respectivement la redistribution locale de matériel sur les versants, et le transfert de sédiment sur de longues distances dans le réseau hydrographique. Elle permet ainsi d'étudier la dynamique des reliefs depuis l'échelle locale à l'échelle continentale. Des solutions analytiques existent dans le cas d'un système en état stationnaire (i.e., l'érosion compense parfaitement la surrection en tout point) qui permettent de valider en partie les simulations. Néanmoins, cette approche se heurte à l'impossibilité de caractériser l'état dynamique des systèmes naturels, si bien que le calibrage des lois d'érosion basé sur l'hypothèse de stationnarité est incertain. Le problème essentiel reste la validation des prédictions hors équilibre, pour lesquelles il n'existe pas de solution analytique et peu de données naturelles. Le degré de « ressemblance » entre topographies prédites et observées est alors la méthode la plus courante pour « valider » les lois employées dans le modèle. Même si cette comparaison fournit une condition nécessaire, elle n'est en rien une condition suffisante, car la relation entre formes et processus n'est pas univoque et le nombre souvent important de paramètres permet d'envisager plusieurs paramétrisations, conduisant à une même forme, mais par des histoires différentes. Ainsi, bien qu'intéressante pour étudier les relations entre processus élémentaires et dynamique macroscopique et ayant sur ce point renouvelé notre vision de l'évolution des reliefs, la modélisation numérique est encore loin d'être un outil prédictif et quantitatif, et nécessite une validation des dynamiques prédites à partir de données naturelles.

Deux pistes peuvent être suivies pour lever l'indétermination des prédictions :

- d'une part, tenter de mieux contraindre l'état dynamique des systèmes naturels de manière à pouvoir comparer des topographies étant à un stade d'évolution similaire. Ceci passe par le développement de critères géométriques permettant de caractériser l'état stationnaire, voire de quantifier le degré de déséquilibre des systèmes naturels.
- D'autre part, développer une approche expérimentale permettant de reproduire la dynamique des instabilités géomorphologiques conduisant à la formation des réseaux de vallées et de rivières, et ce pour des conditions limites et initiales bien contraintes. Ces expériences sans être parfaitement analogues aux systèmes naturels, sont contrôlées par l'interaction de processus physiques réels basés sur les mêmes principes que leurs homologues naturels : l'érosion et le transport de sédiment gouvernés par des écoulements d'eau. Ainsi, même si le dimensionnement de ces expériences est imparfait, l'évolution à l'échelle locale et macroscopique peut fournir des contraintes fortes pour l'approche numérique : si les lois d'érosion et de transport des expériences sont correctement

formulées, calibrées et implémentées dans un modèle numérique, ce dernier doit prédire les topographies successives des expériences. Le degré de ressemblance des évolutions prédites et observées permet de juger de la qualité du modèle à reproduire la dynamique de l'érosion d'un système réel. L'application des résultats aux systèmes naturels dépend alors du degré d'analogie des expériences avec les systèmes naturels.

Ces deux pistes ont été explorées au cours de notre travail, en complément de la modélisation numérique. Nous avons développé un dispositif expérimental inédit permettant d'étudier l'évolution d'une surface soumise à l'action simultanée d'une surrection et d'une érosion par ruissellement. Ce dispositif a permis d'analyser les relations entre mécanismes élémentaires et loi d'érosion macroscopique. Nous étudions entre autre le rôle conjoint de l'existence de zones endoréiques initiales et d'un seuil d'érosion non négligeable sur l'évolution de l'altitude moyenne du système et sur le temps caractéristique nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre. La réponse des surfaces à des taux de surrection différents permet d'étudier les relations à l'équilibre entre altitude moyenne et forçage tectonique pour le cas spécifique de la loi d'érosion expérimentale. Nous avons utilisé le modèle numérique de processus de surfaces *EROS* développé par Philippe Davy et Alain Crave [Crave and Davy, 2001]. Ce modèle simule l'action d'une grande variété de processus d'érosion depuis les processus diffusifs sur les versants jusqu'au transport advectif dans les rivières. Appliqué aux expériences, il a permis de lever l'ambiguïté sur le mode de transport des sédiments en reproduisant correctement la dynamique des surfaces durant les phases transitoires. Le modèle a ensuite été utilisé pour explorer une gamme plus large de processus d'érosion et de transport. Ces simulations ont été utilisées pour déterminer les formes caractéristiques des topographies à l'état stationnaire ou transitoire, et ont permis de définir des critères morphologiques permettant de quantifier le degré de déséquilibre des systèmes naturels. *In fine*, l'analyse de données naturelles a permis de (i) contraindre les lois d'érosion élémentaires pour des systèmes à l'équilibre dynamique, et (ii) de mettre en évidence l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable dans les systèmes naturels. Nous proposons une nouvelle loi d'érosion pour les versants dominés par des processus de type reptation de sol et coulées de débris, à partir de l'analyse des relations entre forme des versants et taux de surrection dans la région des Siwaliks Hills (Nepal), au front de l'Himalaya. Enfin, nous développons une méthode d'estimation de la distribution spatiale du taux de surrection fondée sur l'analyse conjointe de la pente topographique et de l'aire drainée. Elle s'avère être plus précise que les autres descripteurs topographiques proposés dans la littérature.

Ce travail est organisé en 5 parties :

Nous présentons dans un premier temps les points nécessaires au lecteur non-spécialiste pour comprendre les méthodes employées, ainsi que pour cerner précisément les points d'achoppement actuels en géomorphologie quantitative. Cette présentation est volontairement plus large que le cadre de recherche lui-même, de manière à définir les implications de notre travail pour les domaines connexes de la géomorphologie que sont par exemple la sédimentologie, la géodynamique ou l'hydrologie. Elle nous permet aussi de poser clairement les échelles de temps et d'espace auxquelles se rapporte notre travail et les limites de notre approche en ce qui concerne les couplages entre érosion et déformation, et la modélisation du forçage climatique.

Dans la partie suivante, les résultats de la modélisation expérimentale et numérique sont présentés. L'essentiel des résultats concerne les relations entre la dynamique macroscopique du système géomorphologique et (i) l'organisation du réseau de drainage, (ii) la (non)-linéarité des flux sédimentaires avec la pente, et (iii) l'existence d'un seuil d'érosion.

Nous présentons ensuite une partie consacrée à la détermination des formes caractéristiques des topographies en déséquilibre et à l'état stationnaire. Deux critères morphologiques quantifiant le degré de déséquilibre sont suggérés et leur application à des systèmes naturels dont l'état dynamique est connu par ailleurs, est discutée.

L'application de ces résultats aux systèmes naturels est discutée dans le cas limite de systèmes à l'état stationnaire. Nous utilisons les relations analytiques entre formes des versants et taux de surrection pour, déterminer la loi d'érosion quand le taux de surrection est connu, ou calculer la distribution spatiale du taux de surrection quand la loi d'érosion est connue.

Nous synthétisons et discutons les résultats sur la caractérisation des processus élémentaires d'érosion, et en particulier du seuil d'érosion et la détermination des modèles macroscopiques d'évolution du relief.

Chapitre I: État de l'art et problématique

Ce chapitre est consacré à la présentation de l'état des connaissances actuelles dans le domaine scientifique que nous avons abordé. Certains points comme la présentation des couplages entre processus exogènes et endogènes ne sont pas exhaustifs et ne servent qu'à mettre en évidence certaines conséquences de l'érosion à grande échelle sur la déformation des orogènes, que notre travail pourrait éclairer sous un nouveau jour, mais qui n'ont pas été au cœur de notre recherche. Néanmoins, ils permettent de définir les échelles de temps et d'espace auxquelles nous nous sommes intéressés. Nous insistons particulièrement sur les connaissances actuelles concernant les mécanismes élémentaires d'érosion et la dynamique des reliefs résultants de leur action combinée. Nous présentons une revue des différents outils de la géomorphologie quantitative qui permet de justifier nos choix méthodologiques.

I.1. Processus exogènes et endogènes

La topographie correspond à l'interface entre les enveloppes internes et externes du globe terrestre, et son évolution est gouvernée par l'intensité des processus de transferts de matière, actifs à la frontière de ces deux enveloppes. La vitesse d'advection de matière en surface dépend au premier ordre de l'intensité des processus tectoniques, tandis que la vitesse de redistribution de cette matière par érosion et transport, via le réseau hydrographique, dépend de l'intensité du climat et des processus tectoniques. Le rôle respectif du climat et de la tectonique dans le contrôle des taux d'érosion peut être illustré à partir de l'analyse de la

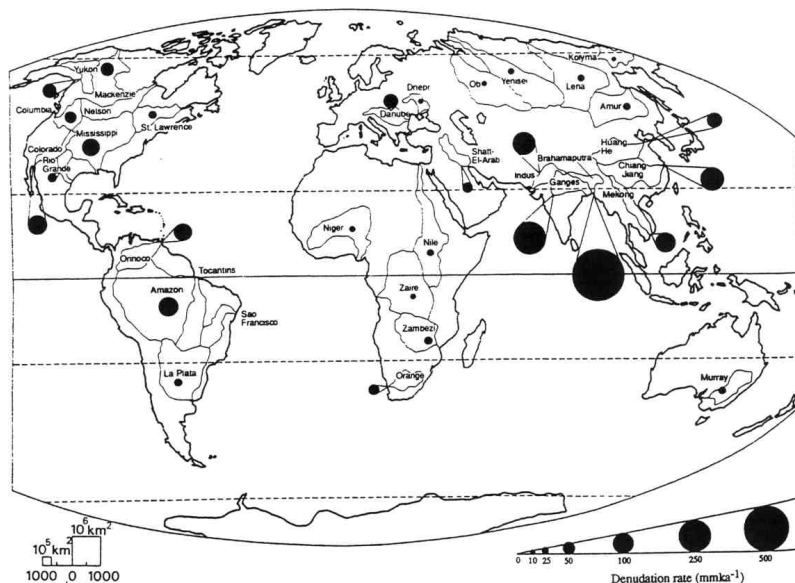


Figure 1: Localisation et estimation des taux de dénudation pour les grands bassins drainant de manière externe. Les taux les plus importants se trouvent dans les zones de fort reliefs, i.e., les domaines orogéniques actives [Summerfield and Hulton, 1994]

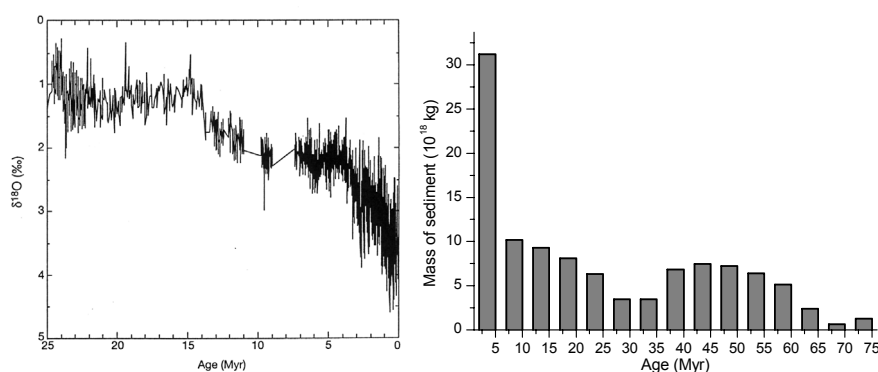
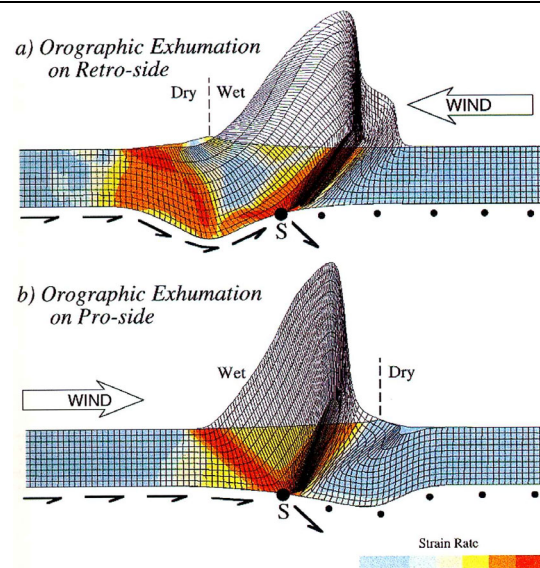


Figure 2: gauche : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des foraminifères benthiques depuis 25 Ma, montrant l'augmentation de la moyenne et de la variabilité depuis ~4 Ma. L'augmentation de la moyenne traduit un refroidissement tandis que l'augmentation de la variabilité suggère un climat beaucoup plus variable. Cette augmentation de la variabilité climatique serait la cause d'une augmentation drastique des flux sédimentaires à l'échelle globale comme en témoigne l'histogramme des masses de sédiments terrigènes déposés dans les océans (d'après Peizhen et al., 2001).

Figure 3 : modèle couplé érosion-déformation d'une croûte monocouche fortement couplée avec le manteau et pour laquelle le manteau est subducté de gauche à droite au niveau du point S. L'érosion est modélisée par un système en transport limité dont la capacité de transport est définie par $Q=K A S$, avec A l'aire drainée et S la pente. **a** : les précipitations principales ont lieu dans le sens opposé à la subduction. Les roches de haut grade sont exhumées dans des zones d'altitudes très basses et la déformation à l'avant de la zone de subduction est peu localisée. **b** : cas inverse, les roches de haut grade sont exhumées au niveau des altitudes les plus élevées, et l'épaississement se trouve significativement en arrière de la zone de subduction [Willett, 1999].



distribution spatiale actuelle des taux d'érosion (Figure 1), et l'évolution Cénozoïque des taux de sédimentation terrigènes dans les domaines océaniques (Figure 2). Dans le premier cas, les taux d'érosions actuels les plus importants sont associés aux orogènes actifs tels que l'Himalaya (avec le Brahmapoutre, le Gange, l'Indus...) ou la Cordillère des Andes (Amazone) [Summerfield and Hulton, 1994]. Cet exemple souligne le fort contrôle de la tectonique sur la distribution spatiale et l'intensité de l'érosion, le climat jouant un rôle secondaire. Dans le deuxième cas, l'évolution du volume total de sédiments terrigènes déposés dans les océans montre une augmentation d'un facteur trois il y a environ 4 Ma, que Peizhen et co-auteurs (2001) interprètent comme un changement global depuis un climat chaud et peu variable à un climat froid et variant très rapidement. A l'échelle globale, le climat joue donc un rôle fondamental en modulant la réponse érosive des systèmes géomorphologiques au cours du temps. Dans le paragraphe suivant nous présentons quelques-uns des nombreux couplages pouvant exister entre tectonique, érosion et climat. Cette présentation n'est pas exhaustive et n'a pour but que d'attirer l'attention du lecteur sur les domaines connexes du travail que nous avons effectué, d'autant que les consensus sur le rôle respectif de ces couplages sur l'évolution des reliefs sont peu nombreux.

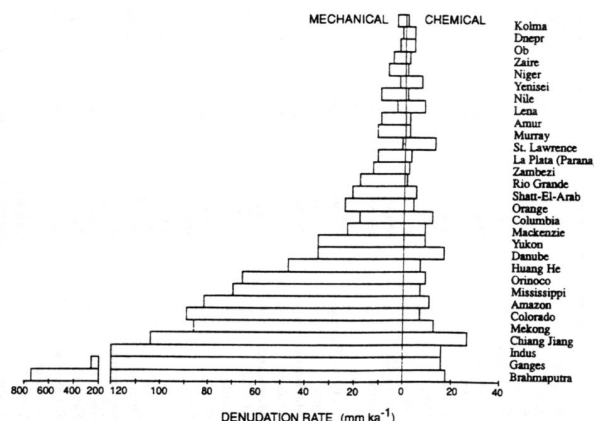
I.1.1. Tectonique et érosion

La redistribution des masses à la surface de la lithosphère par les processus de surface, modifie l'état de contrainte interne de la lithosphère et influence sa déformation [Koons, 1989 ; Westaway, 1994 ; Willett, 1999]. Ainsi, l'érosion participe à la formation des chaînes de montagne en limitant leur extension latérale et verticale. Le couplage entre érosion et déformation crustale permet alors de localiser la zone orogénique et de développer une topographie stationnaire [Avouac and Burov, 1996]. A ce titre, la définition d'une loi d'érosion à l'échelle continentale reproduisant correctement le transfert de matière en surface est fondamental : par exemple la loi de diffusion qui est communément utilisée pour modéliser l'érosion à l'échelle d'un orogène, n'est pas une loi localisante. En conséquence, au même titre qu'une croûte inférieure ductile en profondeur a tendance à distribuer les contraintes dans la croûte supérieure, l'érosion va avoir tendance à redistribuer les contraintes de manière homogène sur toute la partie supérieure de la croûte continentale, par l'intermédiaire de la redistribution des masses. En utilisant des lois d'advection et de diffusion capable de transférer les sédiments sur une grande distance, on peut étudier le rôle de la localisation de l'érosion en surface, sur la localisation de la déformation en profondeur d'un orogène (figure 3) [Willett, 1999].

L'isostasie contribue à ce couplage à grande échelle : l'érosion et la sédimentation en retirant et ajoutant de la matière en surface induisent une réponse isostatique de la lithosphère qui dépend de la rigidité flexurale de celle-ci. Ce mécanisme n'est efficace que pour des échelles spatiales supérieures à 100 km.

Enfin, la tectonique influence l'érosion en contrôlant la localisation des rivières et donc les chemins de transfert des sédiments à l'échelle continentale. La forme du Brahmapoutre qui effectue une boucle de plus de 1000 km vers l'Est, en suivant la suture du Tsangpo avant de replonger dans le Golf du Bengale est un exemple de ce type de contrôle (figure 5).

Figure 4: Erosion mécanique et chimique pour les plus grands bassins versants mondiaux. L'érosion mécanique est toujours plus importante que l'érosion chimique, et représente l'essentiel du taux de dénudation pour les bassins drainant des orogènes actifs [Summerfield and Hulton, 1994]



I.1.2. Climat et érosion

Le climat intervient directement et indirectement sur l'altération, l'érosion et le transport des sédiments. Directement par l'intermédiaire des précipitations (pluie et neige), de la température (facteur d'ordre 1 dans l'altération du substratum rocheux) et du vent (érosion éolienne), et indirectement par l'intermédiaire de la végétation (qui influence les processus d'altération, érosion et transport sur les versants et introduit un seuil d'érosion non-négligeable). Dans les chaînes de montagne, l'érosion mécanique fluviale et glaciaire domine très nettement l'érosion chimique (figure 4). La question des vitesses d'érosion relatives entre des bassins versants glaciaires et non-glaciaires n'est pas encore résolue. L'érosion glaciaire peut avoir un rôle prépondérant en terme de façonnement des reliefs, notamment en limitant l'altitude maximale de la topographie [Brozovic et al., 1997 ; Whipple et al., 1999]. Dans certaines régions telles que l'Alaska, les flux sédimentaires de bassins glaciaires sont de l'ordre de grandeur voir supérieurs à ceux des bassins non-glaciaires ayant des conditions de précipitation, de nature des roches et de surrection similaires [Hallet et al., 1996]. Notre travail c'est cependant concentré sur la dynamique des systèmes non-glaciaires. Les résultats présentés n'auront donc de portée que pour des systèmes où elle est négligeable ou absente, ce qui est le cas par exemple des bassins de moyenne latitude drainant des orogènes actifs durant un interglaciaire.

Le climat peut aussi intervenir par le biais des variations à long terme du niveau marin (la condition limite ultime de tous les systèmes géomorphologiques) induites par des variations de températures, entraînant la dilatation (ou la contraction) thermique des océans et la fonte des calottes glaciaires.

I.1.3. Tectonique et climat

Le problème du couplage entre tectonique et climat est complexe, car l'un est l'autre n'interagissent pas directement, mais résultent de leur couplages respectifs avec l'érosion. Or ces deux couplages n'étant pas encore parfaitement compris, il existe un vif débat sur qui contrôle quoi. Il a pour origine les événements qui se sont déroulés à la fin du Cénozoïque et dont les évidences sont : un refroidissement global du climat (figure 2), une augmentation des flux sédimentaires (donc de l'érosion), et une surrection accélérée des domaines orogéniques. Les mécanismes proposés pour expliquer ces observations sont :

- l'augmentation de l'activité tectonique à la fin du Cénozoïque, qui induirait une augmentation de l'altération chimique et une consommation accrue de CO₂ atmosphérique, ayant pour conséquence un refroidissement global du climat [Raymo and Ruddiman, 1992; Raymo et al., 1988].
- L'augmentation de l'érosion suite à un changement climatique global, qui induirait une réponse isostatique des reliefs expliquant l'accélération apparente de l'activité tectonique [Molnar and England, 1990 ; Montgomery, 1994]. Le mécanisme invoqué est l'augmentation du relief lors du passage à un climat plus érosif, ayant pour conséquence l'augmentation du volume de « masse manquante » entre les crêtes et les thalwegs.

La question du ou des mécanismes explicatifs reste en suspend, mais une partie de la réponse se trouve dans une meilleure compréhension des mécanismes élémentaires d'érosion et de leur réponse à des perturbation tectoniques et climatiques. Une étude récente montre par exemple que le passage à un climat plus érosif n'induit pas d'augmentation significative du relief, et même conduit à une diminution du relief

dans le cas de bassins non-glaciaires [Whipple *et al.*, 1999]. La réponse isostatique serait donc très limitée, voir inexistante.

Certains aspects du couplage tectonique-climat sont néanmoins plus évidents, comme par exemple, l'impact de la surrection du plateau Tibétain sur la mise en place du régime de mousson.

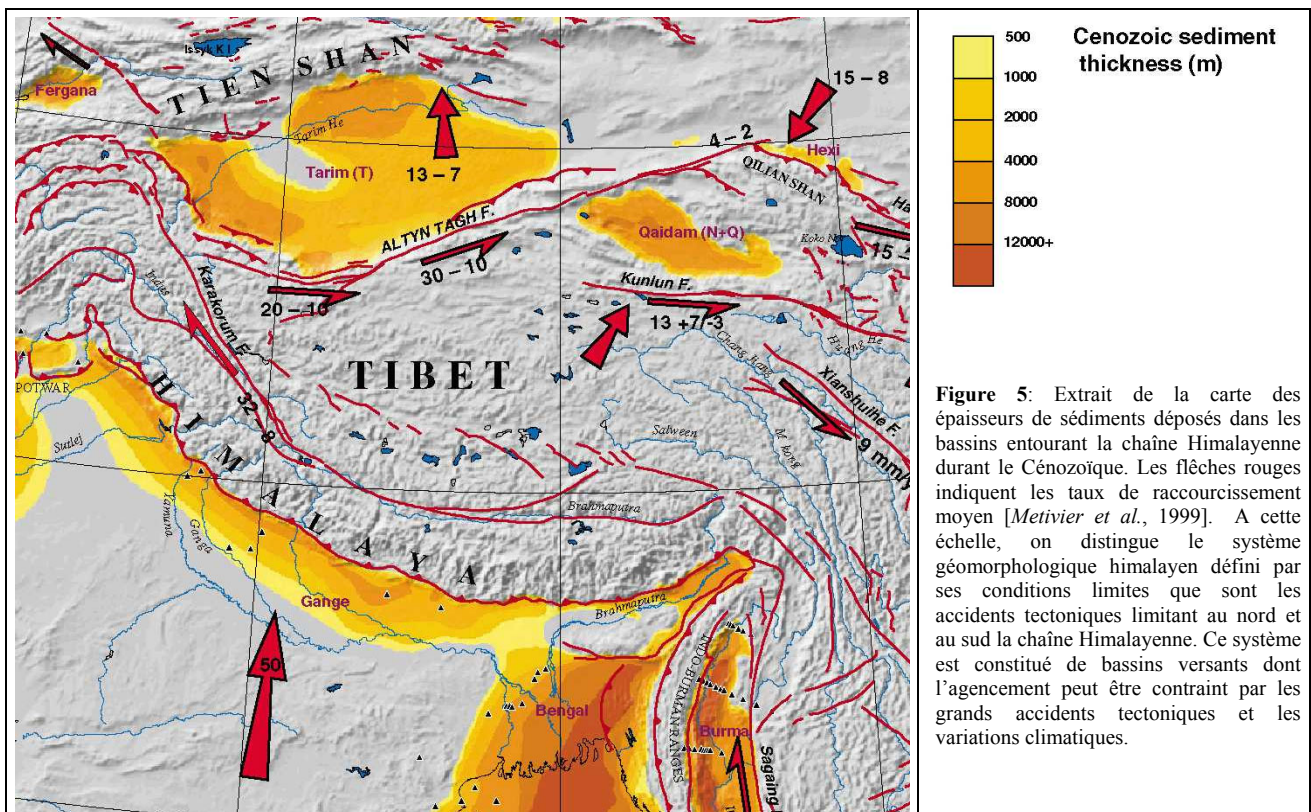
1.1.4. Echelles spatiales et temporelles du problème

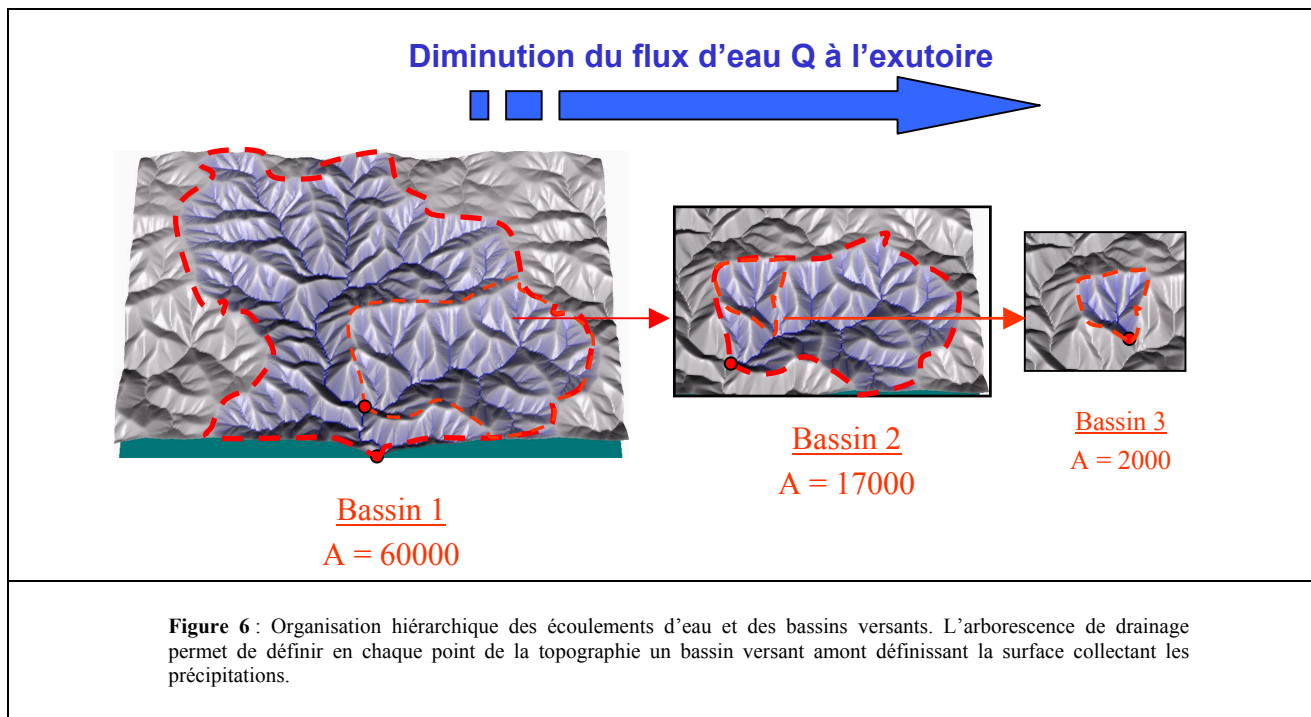
1.1.4.1 Echelles spatiales

A l'échelle du globe, la topographie est essentiellement contrôlée par la déformation des continents, c'est à dire au niveau des limites de plaques tectoniques, et dans les zones intraplaques. C'est à partir de l'échelle de l'orogène que commence à s'exprimer le couplage entre processus endogènes et exogènes. A cette échelle, la chaîne de montagne peut être définie comme un système géomorphologique dont les limites correspondent aux grands accidents bordant l'orogène, soulignant souvent le passage entre la zone en érosion et la zone en sédimentation (l'avant pays) (figure 5). Ce système est constitué de bassins versants élémentaires contrôlant les chemins de transfert de la matière à l'échelle continentale.

Chaque grand bassin (i.e., dont l'exutoire se trouve sur la condition limite du système) peut être décomposé en sous-bassins s'imbriquant de manière hiérarchique (figure 6), le facteur d'échelle étant l'aire drainée. Au premier ordre, plus cette aire est grande, plus l'énergie disponible pour le transport et l'érosion des matériaux est grande (aux variations de précipitation près). Cette organisation est donc une propriété fondamentale des reliefs naturels et toute analyse pertinente de la topographie à l'échelle continentale doit en tenir compte.

L'échelle spatiale la plus grande est celle des versants et des rivières qui sont le siège des processus élémentaires d'érosion et de transport. Elle correspond à la largeur des rivières soit de 1 à plus de 100 m. Au cours de ce travail, nous avons balayé l'ensemble de ces échelles à l'exception de l'échelle du globe. Nous distinguons deux grandes échelles : l'**échelle locale** permettant de distinguer les processus d'érosion élémentaires (i.e., le versant, ou un petit bassin versant), et l'**échelle macroscopique** pour laquelle ces processus ne peuvent être distingués et où les couplages entre érosion et tectonique peuvent intervenir via l'isostasie (i.e, grand bassin versant élémentaire, chaîne de montagne ou continent).



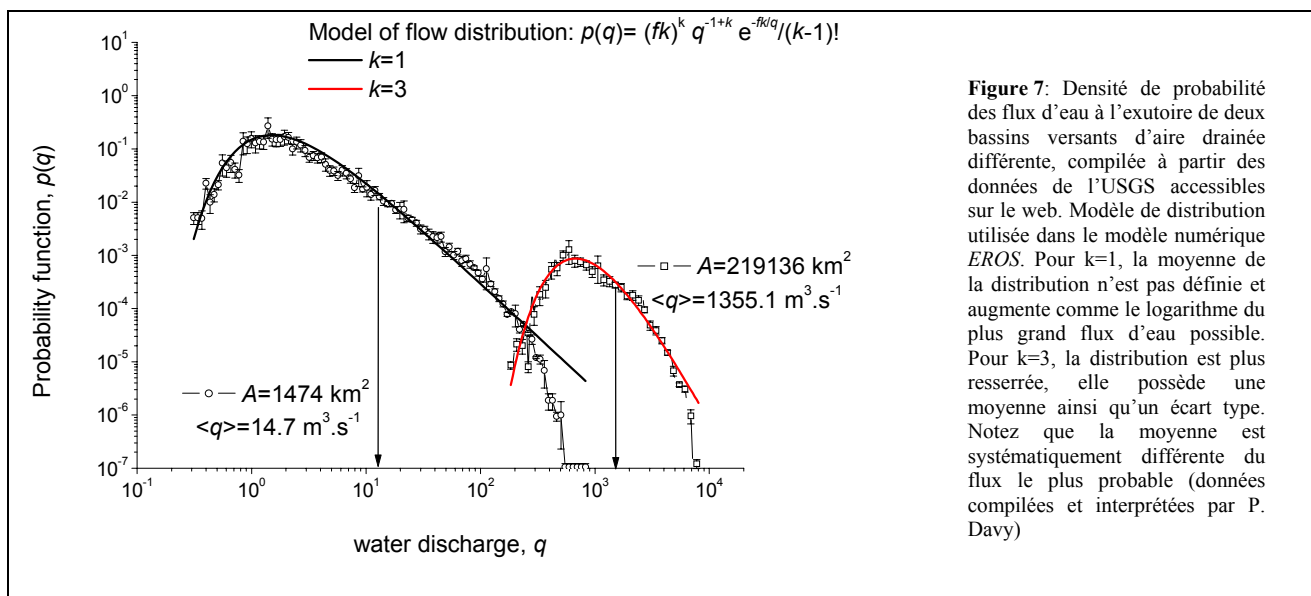


1.1.4.2 Echelles temporelles

La large gamme d'échelles de temps sur laquelle climat et tectonique varient complexifie énormément le travail de modélisation, d'autant que l'importance relative de chaque type d'échelle dans le façonnement à long terme des reliefs, est encore mal comprise. En ce qui concerne le climat, on peut distinguer au premier ordre deux grandes échelles de temps :

- ❑ la première est liée à la **stochasticité du climat à court terme** (< 10000 ans) et s'exprime par une distribution intensité-fréquence des événements climatiques [Wolman and Miller, 1960]. Un exemple de cette distribution est la variabilité des flux d'eau enregistrés à l'exutoire d'un bassin versant (figure 7).
- ❑ La deuxième est liée aux **changements climatiques à long-terme** (i.e. > 10000 ans), et correspond à une modulation de la distribution intensité-fréquence des événements climatiques, couplée éventuellement à une modification de la nature des processus d'érosion (glaciaire-fluvial, modifications de végétation et température...). Elle correspond par exemple aux alternances glaciaire-interglaciaire durant le quaternaire contrôlée par le forçage orbital à 40, 60 et 100 ka, ou au changement climatique à la fin du Cénozoïque (figure 2).

Cette variabilité induit une stochasticité des flux sédimentaires [Benda and Dunne, 1997a; Benda and



Dunne, 1997b ; Hovius *et al.*, 2000 ; Tucker and Bras, 2000] dont les conséquences sur les flux long terme et le dynamique des systèmes géomorphologiques ont été peu étudiées [Crave and Davy, 2001; Kirkby, 1994 ; Tucker and Bras, 2000]. Un exemple de la complexité de la réponse érosive en fonction du temps est donné par Kirchner et coauteurs (2001). Ils ont montré à partir de différentes techniques de mesures du taux de dénudation à différentes échelles de temps, que l'estimation de l'érosion long-terme à partir des flux sédimentaires actuels pouvait être biaisée par le fait que les rares événements catastrophiques n'étaient pas représentés, soulignant qu'ils devaient contribuer de manière significative au taux d'érosion long terme, soit en terme d'érosion *stricto sensu*, soit en terme de transport des sédiments accumulés dans le système (figure 8). En revanche, pour des échelles de temps supérieures à 10000 ans, le taux d'érosion moyen reste constant (pour des conditions tectoniques et climatiques relativement stables). Ceci suggère que l'approximation consistant à définir un flux d'eau caractéristique efficace en terme d'érosion et de transport, pour modéliser les flux sédimentaires, est valide pour des échelles de temps de l'ordre de 10000 ans.

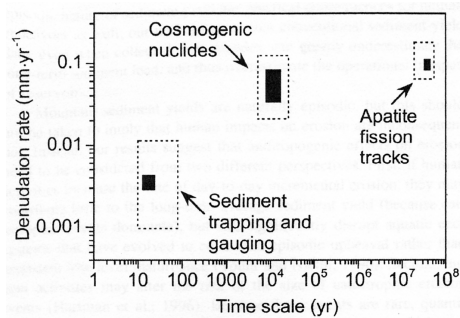


Figure 8 : Taux d'érosion estimés pour plusieurs bassins versants de l'Idaho à partir de différentes méthodes correspondant à des échelles de temps distinctes. Les limites en pointillés indiquent l'erreur sur la mesure, ainsi que l'intervalle de temps sur lequel est moyenné la mesure. Dans ce cas particulier, les mesures actuelles sur 10-100 ans sous-estiment d'un facteur 17 les taux d'érosion à plus long terme. Les mesures sur les courtes périodes de temps sous-échantillonnent probablement les événements catastrophiques rares [Kirchner *et al.*, 2001]

En ce qui concerne la partie tectonique, nous sommes confrontés aux mêmes problèmes que pour le climat. En effet, les échelles de temps caractéristiques s'échelonnent depuis la durée d'un séisme, pouvant dévier un cours d'eau ou déclencher des glissements de terrain, jusqu'à l'échelle de temps de la réponse isostatique ou du fluage de la croûte inférieure changeant la forme des reliefs à grande échelle. Dans l'Himalaya par exemple, la cohérence entre les données de déformation actuelles (GPS, cosmique...) et long-terme (déduite de l'incision des rivières, [Cattin and Avouac, 2000]) suggère que l'approximation d'une déformation continue aux petites et grandes échelles de temps est valide. Néanmoins, dans des régions comme Taiwan, le flux sédimentaire à l'embouchure des rivières dépend au premier ordre de la quantité de glissements de terrain générés sur les versants lors des gros séismes [Hovius *et al.*, 2000]. En conséquence, les flux sédimentaires à court terme seraient contrôlés, entre autre, par la distribution magnitude-fréquence des séismes, i.e. par la loi de Gutenberg-Richter.

I.1.4.3 Champ d'application de notre étude

Dans le cadre de l'étude des relations entre dynamique macroscopique des systèmes géomorphologiques et processus élémentaires d'érosion et de transport, nous avons choisi de simplifier certains aspects liés à la variabilité temporelle et spatiale des processus exogènes et endogènes. Ces simplifications sont :

- ❑ L'approximation continue pour les processus d'érosion et de transport, ce qui implique que nous travaillons à des échelles de temps égales ou supérieures à 1000-10000 ans. Le climat est supposé constant et les effets orographiques ne sont pas pris en compte.
- ❑ La même approximation est appliquée pour les processus tectoniques qui sont supposés continus ou instantanés quand c'est le cas (pour reproduire un chute brutale du niveau marin ou la surrection rapide d'un plateau par exemple).
- ❑ L'isostasie n'est pas prise en compte, ce qui limite théoriquement l'approche à des échelles spatiales inférieures à 100x100 km. Nous utilisons ainsi une distribution spatiale de taux de surrection uniforme (sauf cas particulier) et stationnaire.

Ces simplifications ont pour but d'isoler les aspects de la dynamique de la topographie liés à l'interaction des processus élémentaires. Elles seront reprises lorsque nous discuterons de l'application des expériences et de la modélisation numérique à la dynamique des systèmes naturels.

I.2. Dynamique des systèmes géomorphologiques

I.2.1. Processus élémentaires d'érosion et de transport

Les transferts de matière à la surface des continents dominés par l'érosion fluviale sont contrôlés par l'interaction entre les processus de versants et de rivières. Chacun de ces deux domaines contribue de manière très différente à l'extraction du matériel (l'érosion *stricto sensu*) et son transport. Les rivières sont organisées en un réseau hydrographique arborescent, au sein duquel transitent et convergent les sédiments depuis les zones d'érosion jusqu'à l'exutoire du réseau (l'océan dans le cas des systèmes exoréiques, un lac dans le cas des systèmes endoréiques). Elles érodent plus ou moins leur lit en fonction des apports sédimentaires, des conditions hydrauliques et des conditions locales de surrection. Entre les rivières, les versants constituent l'essentiel de la surface terrestre (> 90 %), et sont donc, lorsque l'on considère un système en équilibre dynamique, les zones principales de production sédimentaire à l'échelle continentale. Les rivières, bien qu'érodant plus efficacement le substratum rocheux, produisent bien moins de sédiments que les versants. La limite entre ces deux domaines correspond à deux types de frontières plus ou moins faciles à localiser topographiquement, en fonction de la position au sein du réseau hydrographique. En dehors des terminaisons extérieures (les *sources* ou tête des rivières), la limite versant-rivière est franche, et correspond à la berge de la rivière. Au niveau des tête de rivières par contre, la limite est souvent difficile à définir du fait de la saisonnalité des précipitations et de la variabilité des flux d'eau qui en résulte [Montgomery and Dietrich, 1988; Montgomery and Dietrich, 1992]. De manière à clarifier le discours, nous retiendrons comme définition des versants, *toute zone de la topographie où l'écoulement d'eau n'est pas chenalisé (e.g., entre des rives bien distinctes) et permanent sur l'échelle de temps du problème (> 1000 ans pour le géomorphologue)*. Cette distinction purement hydrologique n'implique pas que chacun de ces domaines soit façonné par un seul type de processus d'érosion et transport. La définition que nous retenons ne doit pas être confondue avec celle employée par certains auteurs [Montgomery and Dietrich, 1994; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993] qui distinguent trois compartiments dans la topographie (figure 9) : le domaine convexe situé près des crêtes (versant), le domaine concave non chenalisé (vallée) et le domaine chenalisé (rivières). Cette distinction, si elle peut-être utile dans les domaines continentaux de faible relief, n'est pas utile dans les domaines orogéniques, car le domaine convexe y est quasi-absent.

D'un point de vue fonctionnel, les rivières correspondent à des zones d'érosion et de transport très localisées pour lesquelles les distances de transfert de matière peuvent être de l'ordre de l'échelle continentale, alors que les versants sont des domaines où l'érosion et le transport sont peu localisés (du fait de l'absence de chenalisation) et les distances de transfert très courtes (de l'ordre de la centaine de mètres au kilomètre). Les paragraphes suivants passent en revue les principaux types de processus d'érosion et transport actifs dans chacun des domaines, ainsi que les modèles proposés lorsqu'ils existent.

I.2.1.1 Les rivières

Dans le cas d'un système soumis à une surrection tectonique, les rivières **incisent** le substratum rocheux constamment surélevé et **transportent** le matériel érodé provenant des versants et de l'érosion locale. L'intensité respective de ces deux processus dépend de nombreux facteurs tels que le flux d'eau, la géométrie de l'écoulement (hauteur, largeur, pente...), la taille et la quantité de grains transportés ainsi que leur mode de transport, la nature de la roche, le taux de surrection tectonique.... Le problème auquel fait face la géomorphologie quantitative réside essentiellement dans l'identification des facteurs d'ordre 1, contrôlant la dynamique long-terme de ces 2 processus. La synthèse qui suit tente d'éclairer le lecteur sur les consensus qui règnent actuellement en terme de modélisation de la dynamique des rivières à l'échelle des

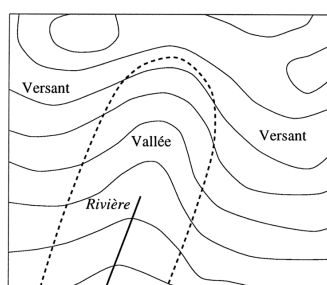


Figure 9: Carte topographique schématisant la localisation des versants, vallées et rivières tels que définis par Montgomery et Foufoula-Georgiou (1993). Dans ce travail nous ne retenons que la dichotomie domaine non-chenalisé (que nous appelons versant) et chenalisé (i.e., les rivières).

temps géologiques. Incision et transport sont explicitement distingués.

a) Incision fluviale

L'érosion du substratum rocheux des rivières s'effectue par abrasion mécanique, altération physico-chimique (*weathering*), par des phénomènes de cavitation ou des mouvements de masse [Howard, 1998 ; Whipple *et al.*, 2000a]. Peu de choses sont connues sur le rôle de l'altération physico-chimique et des mouvements de masse, bien que certains auteurs considèrent qu'il s'agisse d'un processus essentiel dans l'érosion des drains d'ordre 1 à lit rocheux [Howard, 1998]. Les phénomènes de cavitation sont eux aussi relativement peu connus et les avis divergent quant à leur importance par rapport aux processus d'abrasion mécanique [Whipple *et al.*, 2000a]. En conséquence, on considère souvent que le processus principal d'incision fluviale est l'abrasion et le détachement mécanique du lit rocheux (*plucking*). Deux conditions sont nécessaires pour que ces processus soient efficaces : d'une part le lit rocheux doit être apparent, et d'autre part des particules abrasives doivent être présentes et en mouvement au dessus du fond de la rivière [Sklar and Dietrich, 1998 ; Whipple *et al.*, 2000a]. En particulier, il est difficile d'éroder le substrat rocheux si la rivière ne contient pas de sédiment, ou si elle en contient trop et que le lit est masqué. A ce titre, Sklar and Dietrich (1998) ont montré, en utilisant un modèle simple basé sur des effets de masque et sur des lois d'impacts, que pour une pente donnée il existait une concentration en sédiment correspondant à un maximum d'abrasion mécanique (figure 10). Ceci implique entre autre, qu'une rivière purement alluviale ne peut pas inciser mécaniquement son socle et ne fonctionne a priori qu'en transport ou dépôt des grains de son lit.

Autant les modèles de transport sédimentaire sont nombreux, autant ceux prédisant l'incision fluviale sont encore rares. Le modèle le plus utilisé est celui proposé par Howard et Kerby (1983) et a été appliqué par de nombreux auteurs [Howard, 1994 ; Howard, 1998 ; Howard *et al.*, 1994 ; Kirby and Whipple, 2001 ; Kooi and Beaumont, 1994 ; Lavé, 1997 ; Rosenbloom and Anderson, 1994 ; Seidl and Dietrich, 1992 ; Seidl *et al.*, 1994 ; Sklar and Dietrich, 1998 ; Snyder *et al.*, 2000 ; Stock and Montgomery, 1999 ; Tucker and Slingerland, 1996 ; Whipple *et al.*, 2000a ; Whipple *et al.*, 2000b]. Ce modèle suppose que le taux d'incision I [L/T] est une fonction d'une mesure de l'intensité du flux d'eau, ψ :

$$I = -K_b (\psi - \psi_c)^\zeta, (1)$$

où K_b est l'érodabilité qui dépend des propriétés mécaniques du substrat, ψ_c est une intensité de flux d'eau critique qui doit être dépassée pour que l'incision débute et ζ est un exposant positif. L'intensité du flux d'eau est souvent prise comme égale à la contrainte cisailante (*shear stress*) en fond de rivière τ ou à la puissance unitaire fournie par le flux (*unit stream power*) $\omega = \tau V$, avec V la vitesse du flux. Dans sa version initiale, l'équation (1) ne rend pas compte de l'éventuelle dépendance de l'abrasion avec le flux sédimentaire (figure 10), et n'est généralement pas introduite dans la plupart des modèles d'évolution du relief. En utilisant des équations simples de conservation de la masse d'eau :

$$Q_w = VDW, (2)$$

conservation des moments (écoulement stationnaire et uniforme) dans un chenal infini

$$\tau = \rho g DS = \rho C_f V^2, (3)$$

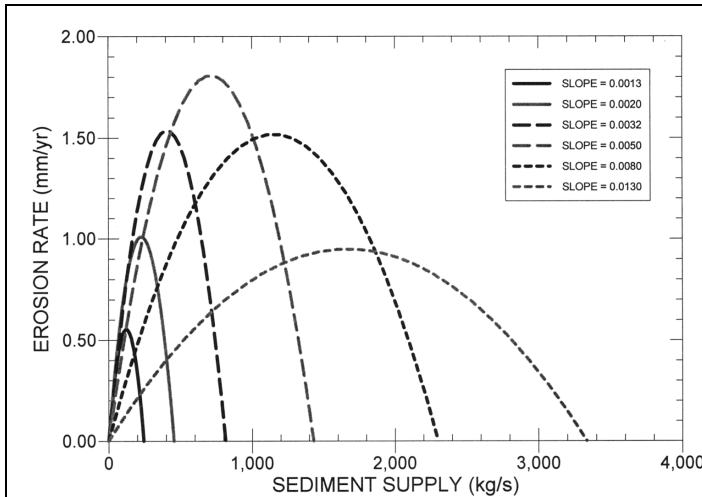
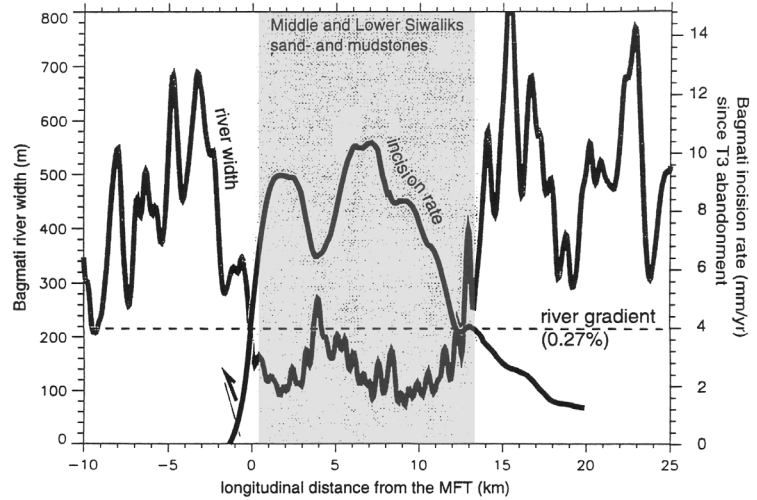


Figure 10: Taux d'incision du substratum rocheux en fonction de la quantité de sédiment transportée par la rivière prédit par un modèle couplé de transport de fond et d'incision [Sklar and Dietrich, 1998].

Figure 11: Evolution de la largeur du cours de la rivière Bagmati lorsqu'elle traverse le pli des Siwaliks (Népal). La pente de la rivière reste constante et l'incision de la rivière est accommodée par la variation de largeur du cours [Lavé, 1997]



géométrie hydraulique

$$W = k_w Q_w^b, \quad (4)$$

et une relation fonction de l'hydrologie du bassin

$$Q_w = k_q A^c, \quad (5)$$

on obtient une équation de la forme générale [Howard et al., 1994 ; Whipple and Tucker, 1999]

$$I = K(A^g S^h - \psi_c)^\zeta. \quad (6)$$

Dans les relations précédentes, D et W sont respectivement la profondeur et la largeur de l'écoulement d'eau, Q_w est le flux d'eau, ρ est la densité de l'eau, g est l'accélération gravitationnelle, C_f est un coefficient de friction adimensionnel, A est l'aire drainée, S la pente locale et k_w , k_q , K , b , c , g , h sont des constantes. Le seuil critique d'incision ψ_c est souvent négligé et on obtient alors une expression de la forme :

$$I = K A^m S^n. \quad (7)$$

Cette loi est utilisée sous cette forme dans la plupart des études récentes, et de nombreux travaux cherchent à estimer la valeur des exposants m et n , ainsi que la relation entre K et la nature des roches. L'exposant n a en particulier un rôle critique dans la dynamique de la rivière [Whipple and Tucker, 1999] sur lequel nous reviendrons, et sa détermination reste à ce jour problématique. Théoriquement, si l'intensité du flux d'eau considérée est τ (*shear stress model*) n est voisin de 0.7, alors que si l'on considère la puissance unitaire ω , n est égal à 1 [Howard et al., 1994 ; Whipple and Tucker, 1999]. Partant d'une approche mécanique, Whipple et al. (2000) dérivent les exposants théoriques associés aux processus d'arrachement (*plucking*, $n=2/3-1$) et par abrasion des particules en suspension ($n \sim 5/3$). Le calibrage du modèle d'incision sur des rivières naturelles dont l'évolution récente est connue donne un spectre d'exposants beaucoup plus large que les prédictions théoriques [Kirby and Whipple, 2001; Seidl and Dietrich, 1992; Snyder et al., 2000; Stock and Montgomery, 1999; Whipple et al., 2000b]: n variant depuis 0 à 2, et m variant depuis 0.1 à 0.5, reflétant probablement l'impact des variations de climat, lithologie, taux de surrection, hydrologie du bassin ... Il est important d'insister sur l'aspect très empirique des relations utilisées. Par exemple, la relation définissant la géométrie hydraulique de la rivière est issue de travaux sur les rivières alluviales, et son application aux rivières à substrat rocheux est largement discutable. Par ailleurs, Lavé (1997) a clairement mis en évidence que les rivières à substratum rocheux pouvaient adapter leur vitesse d'incision locale en diminuant la largeur de leur cours (i.e. pour augmenter la contrainte cisailante de fond), tout en conservant leur pente (figure 11). L'expression de la loi d'incision (eq. 6) ne permet pas de reproduire cette dynamique. Il faut aussi souligner que le seuil critique d'incision ψ_c est souvent négligé sans qu'à notre connaissance cette simplification n'ait jamais été justifiée. Au contraire, Lavé 1997 a souligné la nécessité de prendre en compte ce seuil de manière à obtenir une estimation correcte du taux d'incision dans les rivières Himalayennes. Notons que dans le modèle qu'il propose, l'intensité du flux d'eau est proportionnelle à la contrainte cisailante, i.e., $n \sim 0.7$.

En conclusion, il est clair que notre compréhension des processus d'incision est encore très limitée et que la loi de puissance unitaire/contrainte cisailante (eq. 7) utilisée actuellement souffre de simplifications trop

radicales notamment en ce qui concerne la description de la géométrie hydraulique. Son application aux systèmes naturels nécessite donc une prise en compte explicite de la largeur de rivière [Lavé and Avouac, 2000 ; Whipple et al., 2000b], et une quantification du seuil critique d'érosion de manière à justifier son éventuelle simplification. Néanmoins, dans le cas de rivières soumises à des conditions de surrection tectonique, de climat et de lithologie homogènes, il est probable que ce modèle soit réaliste (au seuil d'incision près), notamment du fait que dans ce cas particulier, la géométrie hydraulique évolue de manière simple en fonction de l'aire drainée et/ou de la pente. C'est dans ce cadre qu'il sera utilisé.

b) Transport des sédiments

On distingue deux grands modes de transport des particules [Yalin, 1980] : le **transport de fond** (*bedload*) et le **transport en suspension** (*suspended load*). Pour une taille de grain donnée, le mode de transport est fixé par les conditions hydrauliques de la rivière : lorsque la force de cisaillement à la base de l'écoulement d'eau dépasse le seuil critique de cisaillement τ_c (*critical shear stress*), les particules commencent à se déplacer sur le fond de la rivière par roulement, glissement ou petits bonds ; lorsque les conditions hydrauliques deviennent turbulentes et que les fluctuations de vitesse verticale sont importantes, les particules peuvent être maintenues en suspension et passer peu de temps en contact avec le fond [Julien, 1994; Yalin, 1980]. En pratique, pour des conditions hydrauliques données, une certaine classe de grains sera transportée en suspension (la plupart du temps, les fines, sables et argiles), les éléments plus gros étant transportés sur le fond ou restant éventuellement immobiles. Cette hiérarchisation du mode de transport en fonction de la taille de grain est souvent simplifiée dans les modèles de transport à long-terme en définissant une taille de grain moyenne (souvent le D_{50}) censée représenter la classe de grains participant significativement au transport total, cette classe pouvant être transportée soit sur le fond, en suspension ou dans un mode transport mixte (figure 12). Le seuil critique de cisaillement τ_c défini pour cette classe de grain est un paramètre fondamental de la dynamique du transport sédimentaire, sur lequel nous reviendrons par la suite.

De nombreux modèles de transport sédimentaire, soit de la partie en transport de fond soit de la totalité des particules, ont été proposés à partir d'approches semi-empiriques, mécaniques ou énergétiques [Julien, 1994; Yalin, 1980]. Pour des conditions hydrauliques données, ces modèles ne peuvent que prédire la capacité de transport **maximale** d'une rivière, la quantité réelle de sédiment transporté dépendant des sources en amont du point considéré et étant difficile à estimer. La capacité de transport par unité de largeur q_c [L^2/T] s'exprime de manière générale en fonction de la contrainte de cisaillement adimensionnelle (ou *shield stress*) τ^* sous la forme [Howard, 1994] :

$$q_c = K_h (\tau^* - \tau_c^*)^g, \quad (8)$$

$$\text{avec } \tau^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gD_g}. \quad (9)$$

Dans les expressions précédentes, K_h est un coefficient de transport, g un exposant positif, D_g la taille caractéristique des grains (souvent D_{50} ou D_{90}), ρ_s la densité des grains, et τ_c^* le « *critical shield stress* » $\tau_c^* = \tau_c / ((\rho_s - \rho)gD_g)$. Pour $\tau^* \gg \tau_c^*$, tous les modèles de transport de charge de fond tendent vers g égal à

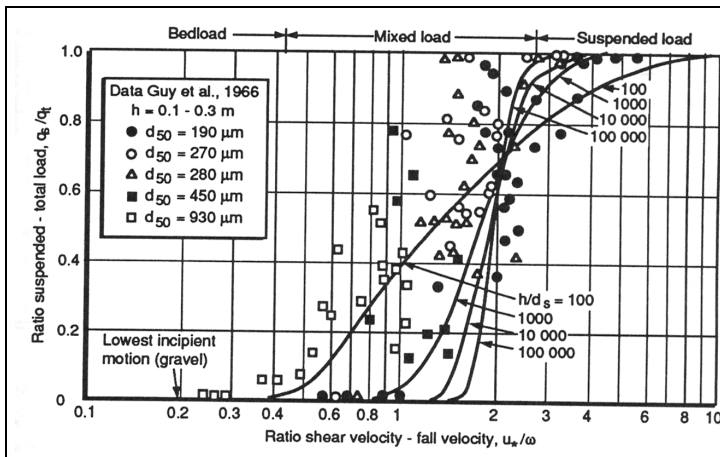


Figure 12: Mode de transport en fonction du rapport vitesse de cisaillement/vitesse de dépôt pour différentes classes de grains. En trait gras, modèle pour différents rapports hauteur d'eau sur taille de grain. D'après [Guy et al., 1966 ; Julien, 1994].

3/2, tandis que les modèles prédisant la charge totale correspondent à $g \sim 5/2$ [Julien, 1994]. Il convient de ne pas confondre τ_c^* qui est un seuil de transport et ψ_c qui est un seuil d'incision. Bien qu'ils puissent être identiques (il faut dépasser τ_c^* pour déblayer le fond de la rivière et commencer l'incision), il est probable que ψ_c corresponde à une intensité d'écoulement critique supérieure à celle générant la mise en mouvement de la charge de fond. Comme pour l'incision fluviale, les équations (2) à (5) permettent d'exprimer la capacité de transport sous la forme simplifiée :

$$q_c = K_c (A^{g'} S^{h'} - \tau_c^*)^g, \quad (10)$$

où K_c , g' , h' sont des constantes. Comme dans le cas de l'incision fluviale, τ_c^* est négligé dans la plupart des travaux, et l'on obtient l'expression habituelle de la capacité de transport par unité de largeur de rivière :

$$q_c = K_c A^{m'} S^{n'}, \quad (11)$$

où m' et n' sont des constantes positives que l'on cherche à déterminer et K_c est un coefficient de transport sédimentaire, souvent appelé érodabilité, bien qu'il n'est pas la même signification physique que l'érodabilité de la loi d'incision (paramètre K dans l'équation 7). De nombreuses études ont choisi m' et n' égaux à 1, principalement pour des raisons de simplicité [Allen and Densmore, 2000; Kooi and Beaumont, 1996]. Kirkby (1971) propose que dans les rivières m' et n' soient supérieurs à 2. Les meilleures contraintes sur ces paramètres proviennent de l'analyse des relations pente-aire drainée obtenues sur des rivières alluviales et qui suggèrent que le rapport $(m-1)/n$ varie entre 0.3 et 0.7.

Par rapport à la loi d'incision, le modèle de transport paraît plus robuste : la relation entre géométrie hydraulique et flux d'eau a été établie pour des rivières alluviales expérimentales, et se vérifie assez bien dans les systèmes naturels, avec b (eq. 4) voisin de 0.5 [Leopold and Maddock, 1953] ; par ailleurs, le seuil de transport τ_c^* est assez bien connu pour différentes classes de grain (figure 13). Il est constant, voisin de 0.03 pour les rivières à graviers et augmente pour les rivières à sables et fines jusqu'à 0.3. Soulignons que le seuil critique de transport est souvent négligé, alors même que les études de systèmes actuels montrent que le *shield stress* est de l'ordre de grandeur du *critical shield stress* [Buffington and Montgomery, 1997 ; Talling, 2000]. Cela explique entre autre pourquoi le transport de sédiment ne s'effectue essentiellement que lors de grandes crues [Hovius et al., 2000; Whiting et al., 1999].

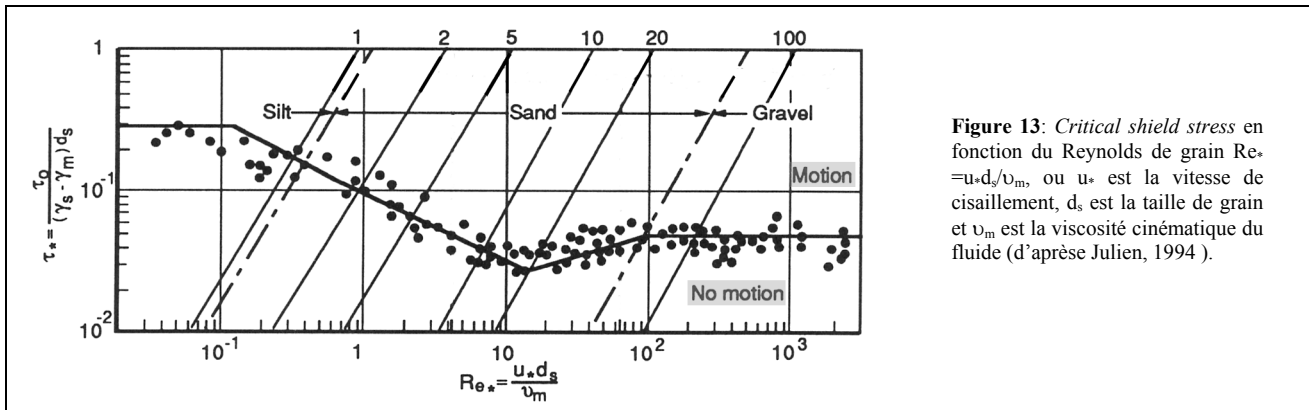


Figure 13: Critical shield stress en fonction du Reynolds de grain $Re_s = u_* d_s / \nu_m$, où u_* est la vitesse de cisaillement, d_s est la taille de grain et ν_m est la viscosité cinématique du fluide (d'après Julien, 1994).

c) Rivières alluviales et à substratum rocheux

L'observation des rivières naturelles met en évidence deux classes de systèmes, qui se distinguent par la présence ou non d'un lit mobile dans le fond de la rivière : les rivières alluviales (*alluvial rivers*) ont un lit mobile constitué d'une forte épaisseur de sédiment non-consolidée (figure 15), à l'opposé des rivières à substratum rocheux (*bedrock rivers*) pour lesquelles cette épaisseur est réduite, permettant au socle d'être souvent exposé directement à l'écoulement (figure photos). La distribution de ces deux types de rivières au sein d'un bassin versant est gouvernée par la compétition entre la **capacité de transport sédimentaire** (*transport capacity*) et la **quantité de sédiment à transporter** (*sediment supply*). Les rivières à substratum rocheux se rencontrent lorsque la quantité de matière à transporter est inférieure à la capacité de transport de la rivière, tandis que les rivières alluviales se rencontrent lorsque la quantité de matière à transporter est



Figure 15: Rivière alluviale de type anastomosée. Panorama de la Kali-Gandaki au niveau de Kagbeni (Népal), le sens d'écoulement est vers la gauche de la photo. Notez la présence de terrasses de remplissage (soulignées par les cultures) d'altitudes variables.

supérieure ou égale à la capacité de transport de la rivière, le trop-plein de sédiment constituant alors la charge de fond masquant le substratum rocheux.

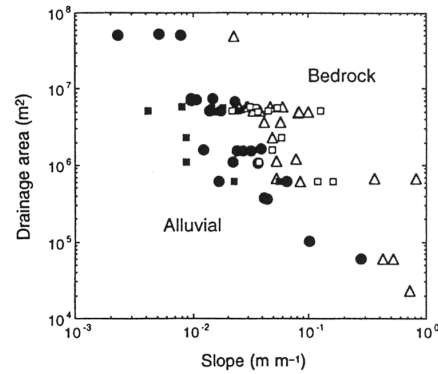
On observe ainsi que les parties amont des rivières drainant des orogènes actifs sont souvent de type à substratum rocheux, tandis que la partie aval qui draine une quantité supérieure de matériel est souvent de type alluviale. La transition entre ces deux types de rivières est évidemment très progressive et leur identification sur le terrain est d'autant plus complexe que leur fonctionnement dépend fortement de la variabilité climatique : le substratum rocheux peut être couvert d'une épaisse couche de galets et graviers (> 30 cm) pendant une longue période et être découvert à l'occasion d'une forte crue, auquel cas l'érosion et le transport sont bien évidemment modifiés. A notre connaissance, seul le travail de Montgomery et al. (1996) portant sur une zone montagneuse et boisée, a montré que pour des aires drainées identiques, les rivières à substratum rocheux avaient des pentes plus fortes que les rivières alluviales (figure 16) et qu'un seuil séparant ces deux types de rivières peut être défini par une relation en loi de puissance de la forme $S_c = \alpha A^{-\beta}$, avec β voisin de $\frac{3}{4}$. Ils ont par ailleurs souligné l'importance des apports latéraux des versants qui peuvent ponctuellement recouvrir complètement le substratum rocheux d'une rivière.

La modélisation correcte de chacune de ces types de rivières et des transitions entre systèmes alluviaux et



Figure 14 : Rivière à substratum rocheux (*bedrock river*). Kali gandaki au niveau du Main Central Thrust (Népal). Cette zone se trouve environ 40 km en aval du tronçon alluvial photographié à Kagbeni (figure 15). Notez la différence de largeur et l'encaissement de la rivière.

Figure 16: Aire drainée et pente locale des rivières à substratum rocheux (Bedrock, symboles clairs) et des rivières alluviales (symboles noirs) dans une région montagneuse et forestière (Montgomery et al., 1996).



à lit rocheux est un problème clef en géomorphologie quantitative. De nombreuses approches existent, qui incorporent plus ou moins les lois mécaniques définies pour l'incision et le transport. Nous résumons dans la partie qui suit ces différentes approches.

d) Modèles d'évolution des rivières

Trois grand types de modèles sont utilisés pour prédire l'évolution des rivières :

- La première classe de modèles (**modèles limités par le transport**, *transport limited models*) stipule que le **flux sédimentaire de la rivière est égal en permanence à la capacité de transport**, et que érosion et aggradation de la rivières résultent des **variations longitudinales de capacité de transport** [Howard and Kerby, 1983 ; Kirkby, 1971 ; Smith and Bretherton, 1972 ; Willgoose et al., 1991b]. Ce type de modèle ne définit pas en soi une loi d'incision, et suppose donc que le lit de la rivière est constitué de sédiment toujours disponible pour le transport. Il s'agit d'un modèle valide uniquement pour les rivières alluviales constituées d'une épaisse charge de fond. Dans ce cas l'équation de bilan de masse au niveau de l'interface sédiments/eau de hauteur h est égale à :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot q_c + U, \quad (12)$$

avec t est le temps, q_c la capacité de transport par unité de largeur de la rivière et U le taux de surrection local.

- La seconde classe de modèles (**modèles limités par l'incision ou le détachement**, *detachment limited models*) propose que l'évolution des rivières soit gouvernée par le taux d'incision local des rivières, et suppose que le **flux sédimentaire transporté par la rivière est toujours inférieur à la capacité de transport** [Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999]. Entrent aussi dans cette catégorie les modèles limités par l'altération (*weathering limited models*). Il s'agit d'un modèle valide pour les rivières à substratum rocheux. L'équation de bilan de masse au niveau de l'interface substratum rocheux/eau de hauteur h est égale à :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -I + U, \quad (13)$$

avec I le taux d'incision.

- Enfin, une troisième classe de modèles correspond à la représentation la plus générale des phénomènes d'incision et transport car ces modèles décrivent individuellement les phénomènes d'incision et de transport, et ne présupposent aucune relation a priori entre flux sédimentaire transporté et capacité de transport [Howard, 1994 ; Kooi and Beaumont, 1994 ; Tucker and Slingerland, 1994 ; Crave and Davy, 2001]. Les classes de modèles limités par le transport et par l'incision représentent deux cas limites. Ce type de modèle permet de modéliser tous les types de rivières, et notamment les rivières mixtes alluviales/substratum rocheux. L'équation de bilan de masse établie à l'interface eau/sédiment (ou substratum rocheux s'il affleure) de hauteur h est égale à :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -E + D + U, (14)$$

avec E le taux d'érosion du lit de la rivière, D le taux de dépôt de sédiment sur le fond de la rivière, et U le taux de surrection tectonique.

Pour chacun de ces trois modèles, une fois la forme du bilan de masse définie, il reste à définir les lois constitutives reliant l'incision et/ou le transport des sédiments aux paramètres topographiques et hydrologiques du bassin concerné. C'est en grande partie à ce niveau que se distinguent les modèles (numériques ou analytiques) d'évolution des rivières. Ce point sera discuté dans la partie sur la modélisation numérique.

1.2.1.2 Les versants

La compréhension de la dynamique des versants sur des échelles de temps géologiques est le parent pauvre de la géomorphologie quantitative, notamment en ce qui concerne les modèles d'évolution proposés. La complexité du problème réside essentiellement dans la multitude de formes (figure 17) et des processus de versants qui varient en fonction des conditions climatiques (végétation, précipitation, température), de la nature des roches (cohésion interne, nature minéralogique...), des conditions tectoniques (sismicité, taux de surrection....) et des facteurs anthropiques [Selby, 1993]. On peut néanmoins distinguer deux grands types de versants : les versants dont la forme est façonnée par des processus essentiellement **gravitaires** (*mass wasting hillslopes*) de type avalanche de débris (*rock avalanche*), coulée de débris (*debris flow*) ou reptation de sol (*soil creep*) et ceux qui sont façonnés par des processus liés aux **écoulements d'eau** de type ruissellement de surface (*overland flow*), impact des gouttes de pluies (*rainsplash*) ou érosion et transport dans des rigoles (*gully erosion*). Lorsque l'on cherche à modéliser la dynamique des reliefs à l'échelle continentale, il est nécessaire de définir des lois simplifiées d'évolution qui tiennent compte de la variété de ces processus.

a) Modèles d'évolution des versants

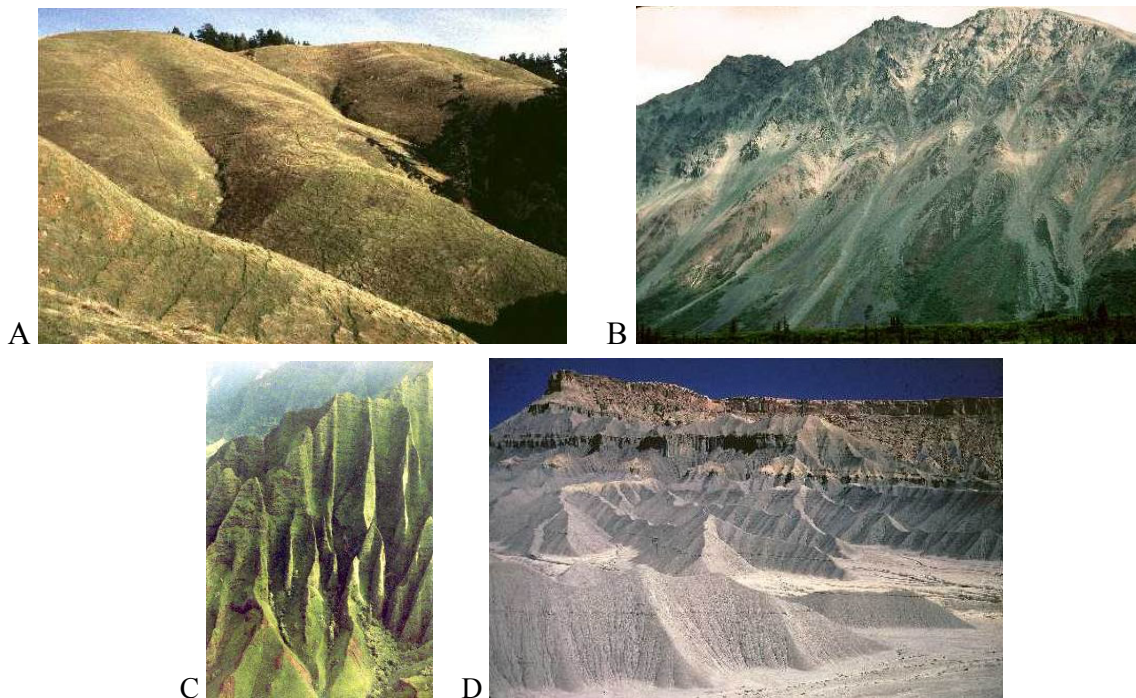


Figure 17: Variété des formes de versant. **A :** versants érodés par ruissellement (Coastal Ranges, Californie). **B :** Avalanches de débris (Alaska Range). **C :** basaltés érodés dans un contexte de précipitation intense (>10 m d'eau/an, Napali Coast, Hawaii). **D :** Erosion de type badlands (Mancos Shale, Utah). Photos de Alan Howard (<http://erode.evsc.virginia.edu>).

Plusieurs modèles ont été proposés :

- ❑ Le modèle le plus simple, et de loin le plus utilisé est un modèle de diffusion linéaire [Culling, 1960 ; Fernandes and Dietrich, 1997] du type :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + U, \quad (15)$$

avec K_D , le coefficient de diffusion. Ce modèle englobe une série de processus d'érosion et transport qui redistribue la matière très localement, et proportionnellement à la pente : impact des gouttes de pluie et fluage du sol entres autres [Kirkby, 1971]. Le matériel est supposé s'éroder facilement et être toujours disponible, i.e. le système est de type limité par le transport.

- ❑ Un modèle de diffusion non-linéaire empirique a été proposés par différents auteurs pour introduire l'idée de pente critique au voisinage de laquelle les flux sédimentaires augmentent plus que linéairement [Anderson, 1994 ; Howard, 1994 ; Martin, 2000]. Nous retiendrons l'expression proposée par Roering et al. (1999) qui a le mérite de correctement prédire la forme de versants constitués d'un sol épais et ayant de fortes pentes (*steep-mantled hillslopes*, figure 18). Le flux sédimentaire par unité de largeur q_s est donné par l'expression suivante :

$$q_s = \frac{K_D S}{1 - (S/S_c)^2}, \quad (16)$$

avec S la pente principale, S_c une pente critique et K_D un paramètre ayant les dimensions d'un coefficient de diffusion. Comme pour la diffusion linéaire, les auteurs font l'hypothèse d'un modèle en transport limité et le bilan de masse s'écrit donc :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot q_s + U,$$

avec U le taux de surrection tectonique (ou d'incision de la rivière au pied du versant). Ce modèle prédit une augmentation rapide du flux sédimentaire au voisinage de la pente critique, alors que pour des pentes faibles l'évolution des versants est gouvernée par une équation de diffusion (figure 18). Cette pente critique est de l'ordre de 1.25 (i.e., $\sim 50^\circ$) dans la région des Oregon Coast Ranges.

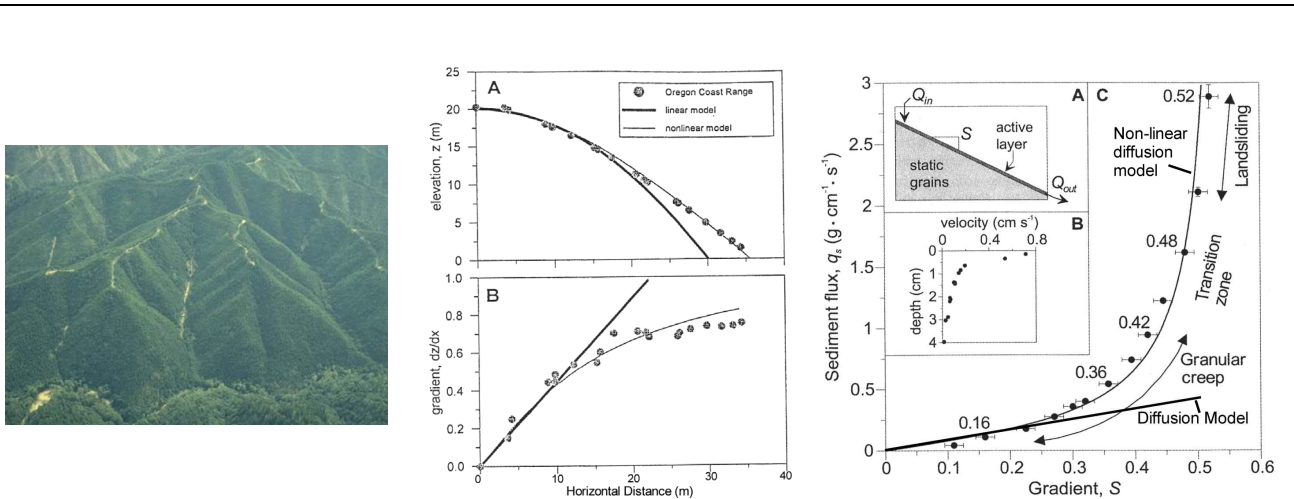
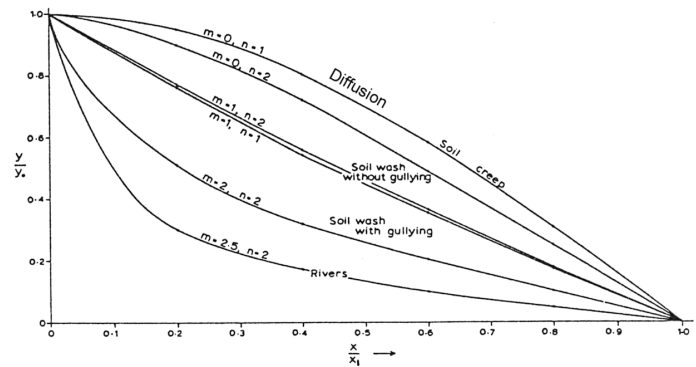


Figure 18: Comparaison des modèles de diffusion linéaire (eq 15) et non-linéaires (eq 16). **Gauche :** Versants à forte pente et sol épais, *steep mantled hillslopes* (Oregon Coast Range, photo de Joshua Roering, <http://www.uoregon.edu/~dogsci/roering/josh.htm>). **Centre :** Profil (A) et pente (B) sommital d'un versant de la région de l'Oregon Coast Range. Notez que le modèle linéaire prédit une pente constante sur l'ensemble du versant incompatible avec les observations (d'après Roering et al., 1999). **Droite :** A : schéma de l'expérience. B : profil de vitesse des grains de la couche active montrant un gradient de vitesse caractéristique de fluage de grain. C : Evolution du flux sédimentaire en fonction de la pente : Q_s augmente non-linéairement au voisinage d'une pente critique ($S_c \sim 0.56$) (d'après Roering et al., 2001).

Figure 19: formes caractéristiques de versants en transport limité à l'équilibre dynamique pour différents couples d'exposants m et n , avec $q_s \propto x^m S^n$, où x est la distance depuis la crête (d'après Kirkby, 1971).



Une approche expérimentale basée sur l'évolution de tas de grains [Roering *et al.*, 2001], a montré que ce modèle reproduisait correctement l'évolution du flux sédimentaire avec la pente. L'observation des mouvements de grains montre le passage depuis du fluage de grains relativement homogènes pour des pentes faibles, à des glissements en masse de paquets de grains pour des pentes plus fortes (figure 18). Les autres formulations proposées sont toutes proches de l'expression (16) [Anderson, 1994 ; Howard, 1994 ; Martin, 2000].

- Des modèles similaires à ceux employés pour les rivières alluviales (éqs. 11,12) ont été utilisés pour modéliser le transport par ruissellement diffus ou par rigoles [Kirkby, 1971 ; Willgoose *et al.*, 1991b]. Contrairement aux modèles diffusifs précédents, les lois utilisées dépendent de la pente et du flux d'eau et sont donc sensibles à l'organisation des écoulements d'eau sur le versant. Par ailleurs, de nombreuses études effectuées sur des bancs tests ou sur les versants *in situ*, apportent des contraintes sur les valeurs des exposants m' et n' (entre 1 et 2) de la capacité de transport, ainsi que pour les seuils de mise en transport [Carson and Kirkby, 1972 ; Dunne and Aubry, 1986 ; Govers, 1992 ; Govers and Rauws, 1986 ; Kirkby, 1971 ; Prosser and Rustomji, 2000 ; Prosser and Dietrich, 1995]. Si n' est égal à 1, ces modèles rentrent aussi dans la classe des modèles diffusifs, mais la dépendance avec le flux d'eau introduit une composante advective, i.e. le sédiment est transporté plus loin qu'avec un modèle purement diffusif. La forme d'équilibre prédite est légèrement concave (figure 19).
- La dernière classe de modèle correspond aux processus gravitaires que l'on rencontre dans les domaines orogéniques actifs ou sur les flancs de volcans (figure 19). Même si certains auteurs ont utilisé une équation de diffusion avec un fort coefficient de diffusion (de l'ordre de 10^{-1} m²/an, à comparer au 10^{-4} - 10^{-3} m²/an estimés pour des escarpements de faille ou des versants à faible pente [Martin, 2000]), ce type d'approche n'est pas correcte lorsque l'on atteint l'échelle des versants (i.e., aux échelles de l'ordre de la centaine de mètres). On peut distinguer les processus pour lesquels la phase liquide est l'air (type avalanches rocheuse) et ceux pour lesquels l'eau joue un rôle prépondérant (type coulées de boue et de débris). Il n'existe pas de modèle moyen pour ces processus et l'approche la plus simple stipule qu'à long terme, la pente des versants est limitée par un seuil de stabilité S_c qui ne peut être dépassé. Cette pente maximale de stabilité dépend de la cohésion et de l'angle de friction interne de la roche et/ou du sol [Densmore *et al.*, 1997 ; Schmidt and Montgomery, 1995 ; Selby, 1993]. Comparée aux trois modèles précédents, cette approche implique qu'une fois la pente de stabilité atteinte, la forme des versants est indépendante du flux sédimentaire. Les variations du taux d'incision de la rivière à la base du versant sont alors accommodé par variation du (1) nombre de glissements et/ou (2) la taille des glissements élémentaires. Pour modéliser correctement les flux sédimentaires moyens, il faut donc connaître la distribution taille-fréquence des glissements de terrain. Cette distribution est une loi de puissance (figure 21) dont l'exposant varie depuis 1.11 (Taiwan) à 1.5 (Nouvelle-Zélande) [Stark and Hovius, 2001], suggérant que la surface affectée par les glissements est essentiellement contrôlée par les petits événements. Le passage aux volumes de sédiment érodé requiert un modèle aire-volume encore mal contraint, mais qui suggérerait une prédominance des plus grands événements [Hovius *et al.*, 1997 ; Hovius *et al.*, 2000 ; Stark and Hovius, 2001].



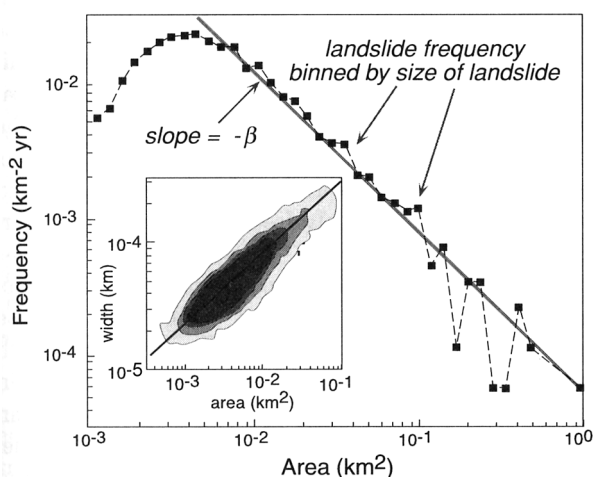
Figure 20 : *Gauche* : Glissement de terrain le long de la Kali Gandaki, près de Tatopani (Népal). Ce glissement de terrain a eu lieu en 1997, et a bouché le cours de la rivière pendant 3 heures. *Droite* : Coulées de débris près de Daman (Népal) datant de 1993. Des blocs de plus de 2 m de diamètre ont été transportés sur plus de 50 km. L'échelle est donnée par le groupe de personnes se trouvant à droite (photos prises en 2001)

En conclusion de cette revue des modèles de versant, il faut souligner que le modèle diffusion linéaire est purement empirique et que bien qu'étant pratique et conceptuellement intéressant pour modéliser la redistribution de matière à l'échelle locale, il ne prédit que rarement des formes de versant compatibles avec celles observées (en particulier dans les domaines orogéniques). La diffusion est efficace sur de petites distances (probablement inférieure à 50-100 m, Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993) et doit être couplée à d'autres processus de type ruissellement, reptation ou glissements gravitaires pour reproduire correctement la topographie et les flux sédimentaires des versants [Braun *et al.*, 2001].

b) La transition versant-réseau

L'extension du réseau hydrographique contrôle en grande partie la capacité à transporter des sédiments d'un bassin versant et la transition versant-réseau joue donc un rôle fondamental dans la dynamique des systèmes géomorphologiques. Il existe un long débat sur les paramètres qui gouvernent la localisation spatiale des têtes de rivières et sur la formation des chenaux [Dietrich and Dunne, 1993 ; Dunne, 1980 ; Gilbert, 1877 ; Horton, 1945 ; Kirkby, 1971 ; Montgomery and Dietrich, 1988; Montgomery and Dietrich, 1989; Montgomery and Dietrich, 1992; Montgomery and Dietrich, 1994; Montgomery and Foufoula-

Figure 21: Distribution taille-fréquence des glissements de terrain cartographiés dans les Alpes du Sud, Nouvelle Zélande. L'exposant β corrigé des effets de sous-échantillonnage est égal à 1.5 [Stark and Hovius, 2001] (d'après Hovius *et al.*, 1997 et Burbank and Anderson, 2001).



Georgiou, 1993 ; Smith and Bretherton, 1972 ; Tarboton et al., 1992]. La question est de savoir si la position des têtes de rivières correspond à un seuil d'aire drainée constant [Gilbert, 1877] qui correspondrait à une transition progressive entre des processus de type diffusifs et advectifs, ou si elle est contrôlée par un seuil dépendant de la pente locale et de l'aire drainée [Horton, 1945] correspondant à un changement net de processus de transport sédimentaire. Montgomery et Foufoula-Georgiou (1993), , suggèrent que ces deux transitions correspondent respectivement à la transition depuis un domaine convexe à un domaine concave (transition versant-vallée, cf figure 9), et à la transition entre un domaine non-chenalisé et chenalisé (transition vallée-réseau, cf figure 9). Le problème est que ces transitions dépendent essentiellement de la nature des processus d'érosion-transport sur les versants. De nombreux cas de figure peuvent être invoqués (voir [Montgomery and Dietrich, 1994] pour une revue) qui conduisent à des morphologies très différentes [Tucker and Bras, 1998]. Nous revenons sur ce point dans le paragraphe suivant et dans celui traitant de la relation pente-aire drainée.

1.2.2. Croissance, développement et état d'équilibre des reliefs

L'action des processus élémentaires sur la topographie se traduit par la croissance d'instabilités mécaniques (les incisions au sens large), conduisant à la formation d'un réseau hydrographique et d'un réseau de vallées. On distingue deux types d'instabilités : les **instabilités marginales** (ou de pente) qui correspondent à des perturbations de faible amplitude sur un système proche de l'équilibre, et les **instabilités de forte amplitude** (ou de plateau) qui sont des perturbations importantes du système correspondant par exemple à une brusque chute du niveau de base, ou la surrection d'un plateau. En fait, ces deux types d'instabilités caractérisent essentiellement deux échelles différentes : l'échelle de la transition versant-réseau pour les instabilités de pente (exemple typique : les incisions de talus d'autoroute), et l'échelle du système géomorphologique (la chaîne de montagne par exemple) pour les instabilités de plateau.

Dans les paragraphes qui suivent, nous rappelons les critères de stabilité d'une surface vis-à-vis des instabilités marginales, et les modèles macroscopiques proposés pour modéliser l'évolution des instabilités de plateau correspondant aux systèmes perturbés tectoniquement.

1.2.2.1 Instabilités marginales

La question qui est posée est de déterminer les conditions suffisantes et nécessaires sur les processus physiques d'érosion et transport pour qu'une petite perturbation introduite sur une surface initialement stable (i.e., sans incision) s'amplifie ou s'amortisse [Loewenherz, 1991; Loewenherz-Lawrence, 1994a; Loewenherz-Lawrence, 1994b; Smith and Bretherton, 1972]. Physiquement, lorsqu'une incision est pratiquée localement sur une surface, elle modifie en ce point la pente ainsi que la distribution spatiale des aires drainées. En particulier, des flux transverses à la direction de l'incision apparaissent et vont avoir deux effets antagonistes : (1) l'augmentation du flux d'eau favorise l'érosion et la croissance de l'incision, et (2) les apports latéraux de sédiments ont tendance à inhiber cette croissance. Dans le cas d'un système en détachement limité, comme il n'y a jamais redépôt, l'instabilité ne peut être qu'amplifiée, quelle que soit la loi d'incision (à condition bien sûr que l'incision augmente avec le flux d'eau). Dans le cas d'un système en transport limité, il faut que l'augmentation du flux sédimentaire q_s avec le flux d'eau q_w soit plus que linéaire, ce qui se traduit par une condition nécessaire pour amplifier des instabilités [Smith and Bretherton, 1972] :

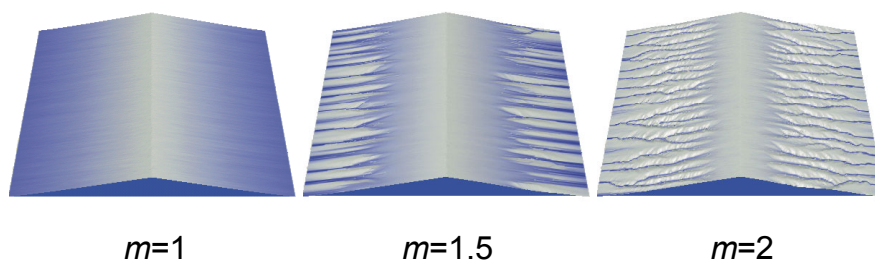


Figure 22: Simulation numérique de l'érosion d'une pente (256x256 pixels). Le paramètre qui varie est l'exposant m de la loi de transport. La transition versant-réseau est définie par une aire critique de 1024 pixels. Le cas $m=1$ est stable, tandis que pour $m>1$ la topographie est instable, des incisions se développent avec une périodicité dépendant de l'aire critique de transition versant-réseau [Davy and Crave, 2000]

$$\frac{\partial q_s}{\partial q_w} > \frac{q_s}{q_w}.$$

Pour les lois de transport de type puissance unitaire : $q_s \propto q_w^m S^n$, la condition d'instabilité équivaut donc à $m > 1$. A contrario, le cas $m=0$, $n=1$ (i.e., la diffusion) est stable. [Loewenherz, 1991 ; Loewenherz-Lawrence, 1994a] souligne cependant que ce critère n'est pas suffisant puisqu'il prédit que le facteur d'amplification est inversement proportionnel à la longueur d'onde de l'incision, suggérant que la surface d'équilibre est disséquée par des incisions séparées d'une distance infinitésimale, ce qui n'est pas observé naturellement. Il existe donc une échelle à partir de laquelle des processus stabilisateurs dominent (diffusion ou ruissellement) et limitent la croissance des instabilités de petite longueur d'onde. La transition versant-réseau correspond à cette échelle. Elle conditionne la taille des versants et la densité de drainage (le rapport entre longueur totale de rivière divisée par l'aire d'un bassin versant). Les simulations numériques confirment ces résultats (figure 22). La question est d'identifier dans la topographie la limite entre domaine stable et instable. Ce point sera abordé dans le paragraphe sur la relation pente-aire drainée.

Il faut souligner que la condition d'instabilité pose des conditions fortes sur les exposants de la loi de transport des rivières (qui doit correspondre à un processus instable) dans le cas de systèmes en transport limité.

1.2.2.2 Dynamique des systèmes géomorphologiques.

Comment va se développer le réseau hydrographique dans une chaîne de montagne en cours de surrection ? Combien de temps mettra une chaîne de montagne à s'éroder une fois que la convergence aura cessé ? Ces questions s'intéressent à la dynamique macroscopique des systèmes géomorphologiques et ont été au cœur de notre travail. Etant donné la lenteur (toute relative) des processus d'érosion, la modélisation (numérique, expérimentale et théorique) est un des seuls moyens d'appréhender avec suffisamment de détail les scénarii possibles d'évolution des reliefs.

a) Dynamique macroscopique : équilibre et déséquilibre

Dans le cas d'un système géomorphologique forcé par une surrection tectonique, l'action antagoniste des processus d'érosion et de surrection conduit le système vers un état d'équilibre. Cette tendance à l'équilibre vient du fait que l'érosion dépend entre autre de la pente. De nombreux modèles numériques ont mis en évidence cette tendance à l'équilibre [Howard, 1994 ; Kooi and Beaumont, 1996 ; Tucker and Slingerland, 1996 ; Willgoose et al., 1991c]. Kooi and Beaumont (1996) montrent que dans le cas où les conditions limites (précipitation, tectonique) et l'organisation du réseau de drainage restent constantes, et pour des processus linéaires en pente, les variables telles que le flux sédimentaire sortant ou l'altitude moyenne s'approchent quasi-exponentiellement de leur valeur d'équilibre (figure 23) :

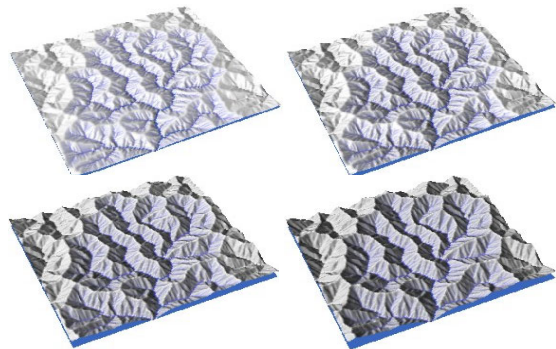
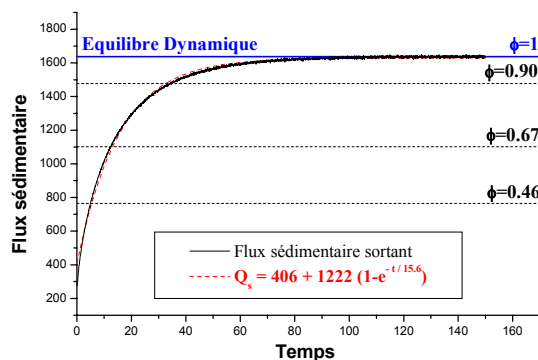
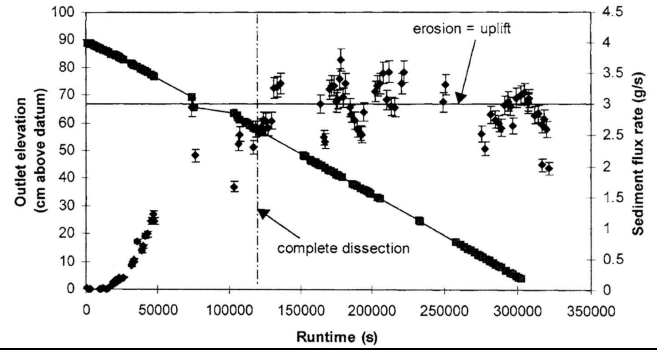


Figure 23: Evolution du flux sédimentaire au cours du temps pour une simulation numérique pour laquelle le réseau de drainage reste stable (modèle EROS, 256x256 pixels). Le temps caractéristique du système est 15.6 (échelle en temps adimensionnelle). Droite : de haut en bas et de gauche à droite, 4 stades d'évolutions distincts pour $\phi = 0.46, 0.67, 0.96$ et 1, avec $\phi = Q_s/Q_T$, ou Q_T est le flux entrant lié à la surrection tectonique.

Figure 24: Evolution du flux sédimentaire à l'exutoire d'une expérience d'érosion et surrection simultanées [Hasbargen and Paola, 2000]. Après une augmentation exponentielle, le flux sédimentaire se stabilise autour d'une valeur d'équilibre correspondant au flux tectonique entrant.



$$\chi(t) = \chi_{eq} \left(1 - e^{-t/\tau} \right), \quad (17)$$

où χ représente un paramètre du système, χ_{eq} étant sa valeur d'équilibre. Cette évolution correspond à celle d'un système quasi-linéaire pour lequel on peut définir un temps caractéristique de réponse τ qui définit complètement la forme de la réponse du système à une perturbation de forte amplitude.

Dans le cadre de ce travail, nous définissons trois formes de l'état d'équilibre caractérisant des degrés de stationnarité de la topographie différents : (i) l'*équilibre dynamique parfait* caractérise une topographie où chaque point est érodé à la même vitesse qu'il est soulevé et où les variables locales du système sont stationnaires (définition de Hack, 1960), (ii) l'*équilibre dynamique macroscopique* caractérise une topographie où les variables macroscopiques du système (altitude moyenne, flux sédimentaire) sont stationnaires et (iii) l'*équilibre dynamique statistique* caractérise une topographie où les statistiques sur les variables locales du système sont stationnaires (relation pente-aire drainée constante par exemple). L'équilibre dynamique parfait implique l'équilibre dynamique statistique qui implique lui-même l'équilibre dynamique macroscopique.

Dans le cas de simulations numériques, l'équilibre dynamique est systématiquement parfait. Cette vision d'une topographie complètement stationnaire est évidemment idéale, les topographies naturelles si elles atteignent l'équilibre dynamique doivent plutôt être en équilibre dynamique statistique ou macroscopique. Une expérience récente de [Hasbargen and Paola, 2000] (voir le paragraphe sur la modélisation expérimentale pour une description du dispositif) a montré entre autre que pour des conditions de surrection et précipitation relativement stationnaires, l'équilibre dynamique parfait n'était jamais atteint, tout au plus peut-on atteindre un équilibre macroscopique. Ces résultats mettent en évidence une forte variabilité des flux sédimentaires de l'ordre de 20-30 % autour d'une moyenne. L'origine de cette variabilité n'est pas comprise et n'a jamais été mise en évidence par des modélisations numériques. Le problème est de savoir s'il s'agit d'une forme d'autocyclicité dictée simplement par la dynamique du système, ou s'il s'agit de variation des conditions de précipitations. L'autre point intéressant mis en évidence par ces expériences, est que le flux sédimentaire n'augmente pas comme une fonction de type $Q_{eq}(1-e^{-at})$, mais plutôt de manière exponentielle e^{at} , le passage à l'équilibre dynamique n'étant pas suffisamment documenté pour déterminer les détails ce

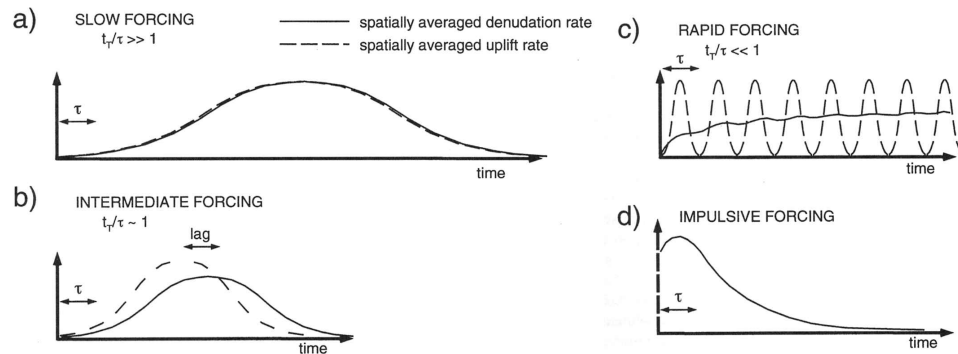


Figure 25: Relations entre le forçage tectonique et la réponse d'un système géomorphologique linéaire. T_T est la périodicité du signal tectonique et τ le temps de réponse de la topographie. (a) le système est quasiment toujours en équilibre avec le signal tectonique. (b) la réponse est retardée et atténuée. (c) le système est dominé par une approche vers des conditions moyennes et les variations rapides sont lissées. (d) le flux sédimentaire augmente brusquement puis décroît exponentiellement avec un temps caractéristique τ [Beaumont et al., 2000].

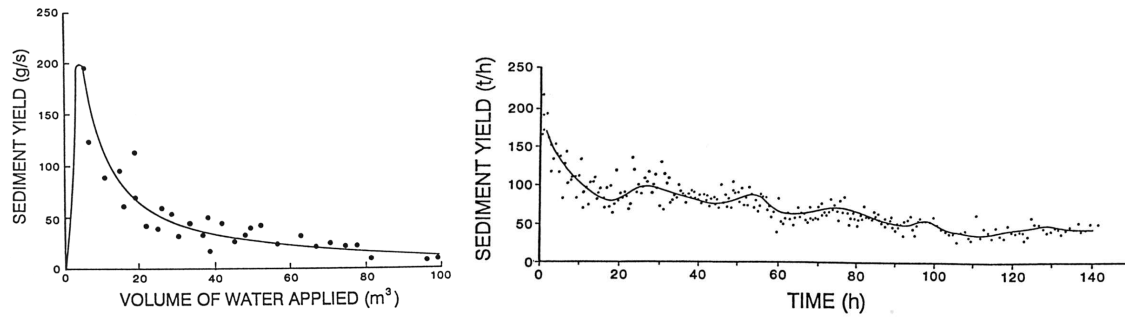


Figure 26: Evolution du flux sédimentaire suite à une chute du niveau de base pour deux expériences du REF (cf §) [Schumm et al., 1987; Schumm and Rea, 1995].

cette transition. Cette évolution reste à expliquer.

L'hypothèse de conditions limites stationnaires pour les systèmes naturels étant très restrictive, [Kooi and Beaumont, 1996] présentent une réflexion générale sur l'évolution possible des systèmes géomorphologiques en fonction de la périodicité du forçage tectonique t_T et du temps caractéristique de réponse de la topographie τ (figure 25). Un des points intéressants est que selon ce formalisme, il existe un délai entre le maximum de flux tectonique et la réponse du système géomorphologique. Plusieurs études se sont plus particulièrement intéressées à la réponse impulsionnelle des systèmes géomorphologiques car elle permet de définir très simplement le temps caractéristique du système: expérimentalement [Schumm et al., 1987; Schumm and Rea, 1995] ont montré que le modèle exponentiel était valable en moyenne, avec des fortes variations haute fréquence de la réponse sédimentaire (figure 26). Comme pour les expériences de [Hasbargen and Paola, 2000], il est difficile de distinguer les effets liés à la dynamique interne du système de ceux liés aux variations des conditions limites. [Davy and Crave, 2000] ont étudié les relations entre temps de réponse du système, lois élémentaires d'érosion-transport et taille du système. Ils trouvent aussi un modèle exponentiel de la forme :

$$\chi(t) = \chi_{ini} e^{-t/\tau},$$

et définissent une loi d'érosion macroscopique à partir de la relation entre temps caractéristique et taille du système. Ils montrent que cette loi a les caractéristiques d'une loi de diffusion anormale pour laquelle l'exposant temps-espace est voisin de $2-m$ pour les systèmes en transport limité, avec m l'exposant sur le flux d'eau dans la loi de transport. Dans le cas d'un système en détachement limité, le temps caractéristique serait quasiment indépendant de la taille du système [Whipple and Tucker, 1999].

b) Croissance des réseaux hydrographiques

Les résultats précédents s'appliquent dans le cas où l'organisation du drainage reste constante au cours du temps. Dans le cas de systèmes où cette organisation n'est pas constante, notamment du fait de l'existence de zones endoréiques initiales (non connectées aux conditions limites du système) ou d'une surface

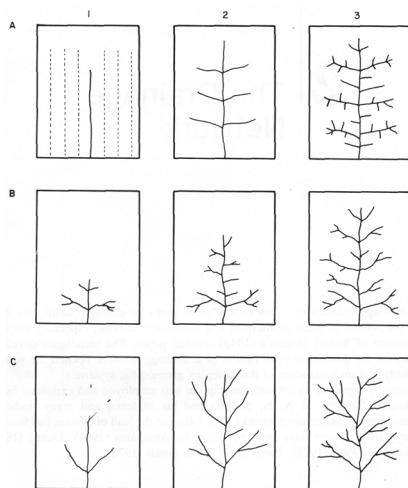
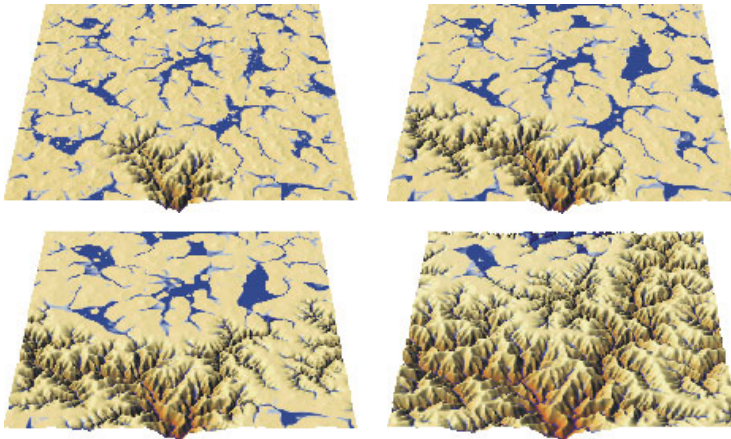
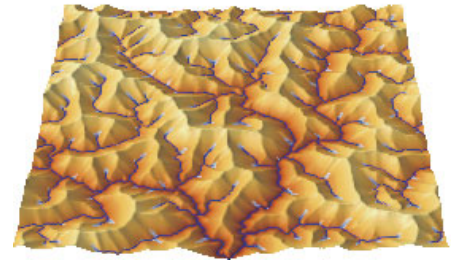


Figure 27: Différents modèles de croissance des réseaux de drainage [Schumm et al., 1987]: **a** Modèle de Horton (1945). **b** : modèle de croissance de tête, ou d'extension (Schumm 1956, Howard, 1971). **c** : modèle d'expansion (Glock, 1931).

Phase de croissance du réseau



Stade d'équilibre



Evolution des variables macroscopiques

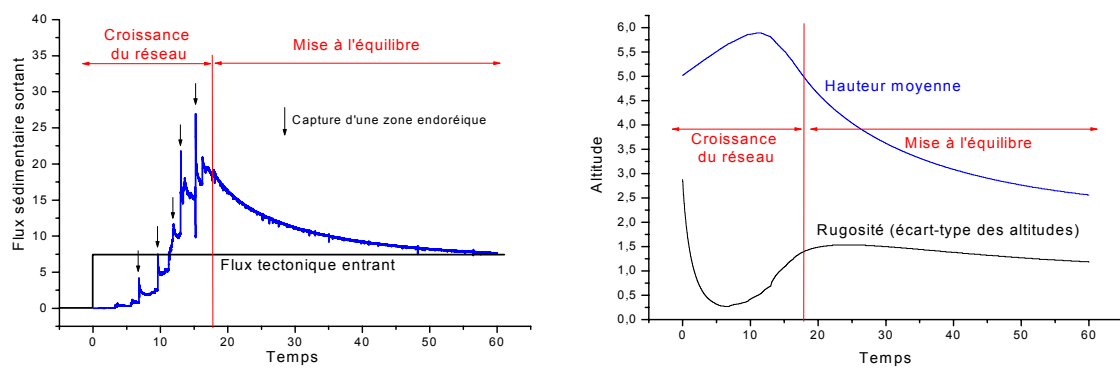


Figure 28: Phases d'évolution d'une simulation numérique partant d'une topographie initialement plane avec une rugosité aléatoire et soumise à une surrection uniforme (256x256 pixels, modèle *EROS*). Initialement, le réseau hydrographique se développe par régression et capture des zones endoréiques amont (les zones de lacs en bleu sur les images), chaque capture correspondant à un pic de flux sédimentaire qui décroît rapidement. L'organisation finale du réseau dépend au premier ordre de cette phase de croissance et de l'organisation initiale des zones endoréiques. Une fois que toute la topographie est connectée, le système tend exponentiellement (flux sédimentaire et altitude moyenne) vers un état d'équilibre dynamique microscopique. Notez que l'altitude initiale étant plus élevée que l'altitude d'équilibre, le flux sédimentaire décroît lors de la phase de mise à l'équilibre. **Paramètres de la simulation :** conditions limites : 1 exutoire d'altitude constante, côté est et ouest périodiques et côté nord et sud miroir. 3 processus d'érosion-transport limités par le transport: diffusion sur les versants, $Q_s \propto A^{1.15}$ sur les versants, $Q_s \propto A^{1.85}$ dans les rivières. Transition versant-réseau pour $A_c = 256$ pixels.

initialement plane, la dynamique du système est profondément modifiée par la phase de croissance et d'organisation initiale du réseau hydrographique. A partir d'observations de systèmes naturels évoluant rapidement (type *badlands*), d'expériences ou de simulations numériques, plusieurs évolutions types ont été distinguées (figure 27). La sensibilité aux conditions initiales du système, notamment l'organisation initiale de la topographie et la géométrie des conditions limites jouent un rôle prépondérant durant cette phase, de telle sorte qu'il est difficile de proposer un modèle unique. Néanmoins, il est clair que cette croissance s'effectue essentiellement depuis la condition limite vers l'intérieur du système, avec un phénomène de captures successives conduisant à une réponse sédimentaire du système très non-linéaire (figure 28) [Davy and Crave, 2000; Kooi and Beaumont, 1996; Tucker and Slingerland, 1996]. Dès que la phase d'organisation est achevée, et que le réseau hydrographique reste stable, le système se comporte de manière linéaire et le flux sédimentaire ainsi que l'altitude moyenne évoluent exponentiellement vers un état d'équilibre dynamique s'il y a surrection ou un état limite dans le cas contraire.

c) Propagation de la perturbation dans le réseau hydrographique

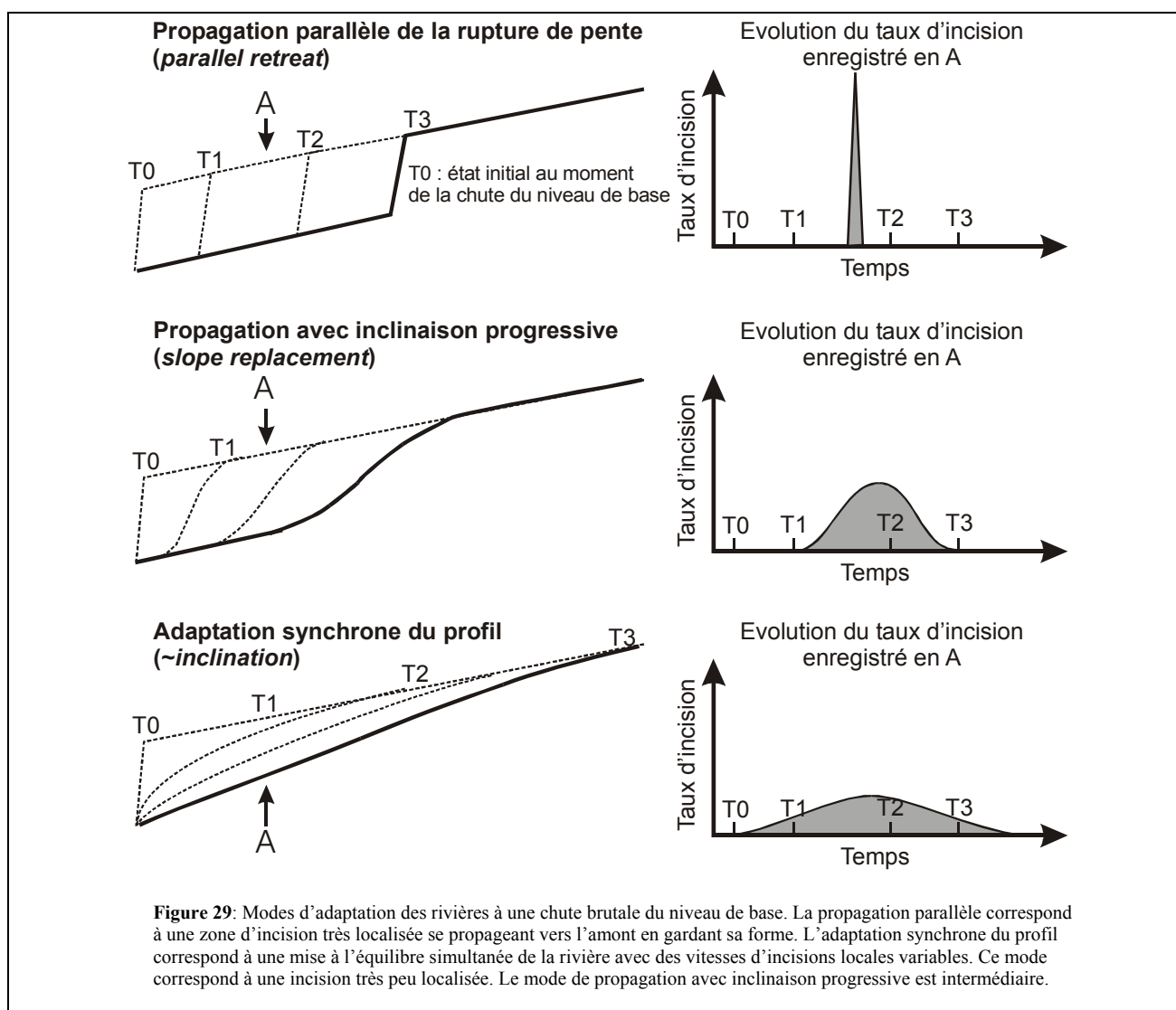
Lorsque l'on considère un réseau de drainage établi et stable, une variation brutale du niveau de base (i.e., une chute du niveau marin ou une brusque surrection du réseau hydrographique) va être suivie d'une adaptation du profil du réseau hydrographique. Lorsque le niveau de base augmente (par exemple la surrection diminue ou s'arrête), le réseau hydrographique va s'adapter aux nouvelles conditions par aggradation, i.e. remplissage sédimentaire du lit de la rivière. Dans le cas d'une chute brutale du niveau de

base, les mécanismes d'adaptation sont différents. On distingue deux cas-limites : une réponse où toutes les parties du réseau hydrographique s'adaptent en même temps à des vitesses qui peuvent être identiques ou variables (adaptation synchrone homogène ou hétérogène) et une réponse où l'adaptation est diachrone la perturbation se propageant de l'aval vers l'amont (figure 29). Une large gamme de réponses existe entre ces deux cas limites se distinguant par le degré de localisation de la réponse érosive. Le cas où la perturbation se propage d'aval en amont est assez bien documenté dans les systèmes naturels ainsi qu'expérimentalement : après une chute du niveau de base, on observe une rupture de pente (*knickpoint*) qui se propage vers l'amont à une vitesse dépendant du flux d'eau (ordre de grandeur de quelques mm à 1m par an), cette rupture de pente se ramifiant à chaque confluence du réseau hydrographique [Schumm *et al.*, 1987]. Le cas où cette perturbation se propage en gardant sa forme initiale est appelé retrait parallèle (*parallel retreat*), tandis que lorsqu'elle tend à s'aplatir au cours du temps ce mode est appelé propagation avec inclinaison progressive (*slope replacement*). Intuitivement, la présence ou non de sédimentation à la base de la rupture de pente joue un rôle fondamental dans la détermination du mode de propagation. Ainsi, pour les systèmes limités par le détachement, l'absence de sédimentation permettra une propagation de la rupture de pente sans changement de forme, avec une vitesse dépendant des paramètres de la loi d'incision et du flux d'eau amont [Whipple and Tucker, 1999].

Il existe aussi des ruptures de pente à l'équilibre qui témoignent d'une adaptation du réseau hydrographique à des variations de lithologie ou de taux de surrection. Il ne s'agit en aucun cas de figures de système en déséquilibre.

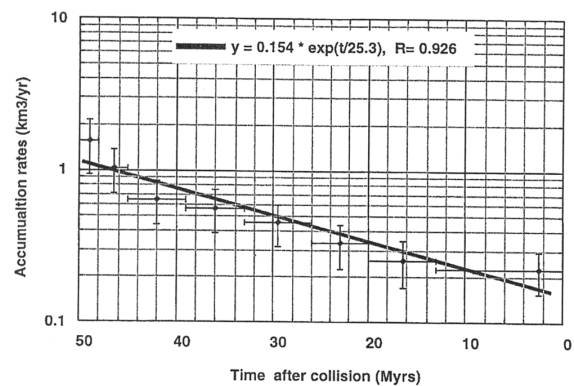
d) Etat dynamique des systèmes naturels

Il existe peu de données permettant de valider les modèles macroscopiques d'évolution de la topographie sur des systèmes naturels. Les dépôts sédimentaires constituent un type d'archive utilisable, mais leur



interprétation en terme d'évolution des flux sédimentaires et en terme de réponse à des perturbations tectoniques ou climatiques requiert de connaître a priori l'intensité et la durée de ces perturbations. Par ailleurs, une bonne connaissance de la géométrie de la zone érodée est nécessaire pour interpréter correctement les flux sédimentaires en terme de taux d'érosion, d'autant que l'existence de zones intermédiaires en dépôt ou transfert (telles les grandes plaines alluviales) peut tamponner le signal sédimentaire, de tel sorte que les variations climatiques ou tectoniques de haute fréquence n'apparaissent pas forcément dans les dépôts [Metivier, 1999]. Par ailleurs, comme pour les expériences (fig 24 et 26), il est difficile de distinguer, dans les dépôts sédimentaires, les phénomènes autocycliques (générés par la dynamique du système) et allocycliques (liés à des variations des conditions limites). Il est cependant intéressant de noter que les vitesses d'accumulation des sédiments, dans les bassins entourant la chaîne Himalayenne augmentent depuis le début de la collision Inde-Asie (figure 30). Cette évolution n'est pas compatible avec le modèle linéaire (eq. 17) d'évolution vers l'équilibre.

Figure 30: Evolution de la vitesse d'accumulation des sédiments dans les bassins entourant la chaîne Himalayenne. L'échelle de temps est comptée depuis le début de la collision Inde-Asie [Metivier et al., 1999]. Un fit exponentiel sur les données conduit à un temps caractéristique d'environ 25 Ma [Metivier et al., 1999].



Jusqu'alors, il n'a été montré qu'indirectement qu'un système était en équilibre ou hors équilibre avec la surrection tectonique, et encore moins avec le climat. L'existence de surfaces formées à basse altitude, puis soulevées sans qu'elles soient significativement incisées [Hovius, 1998b], ou l'existence de ruptures de pente d'origine non lithologique caractérisent de manière simple un système hors équilibre. Ponctuellement, dans des zones tectoniquement très actives, il est possible de montrer qu'une rivière est capable de maintenir son profil sur des périodes de temps d'au moins 10000 ans [Burbank et al., 1996 ; Lavé and Avouac, 2000]. A plus grande échelle dans les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande, les taux d'érosion moyens estimés à partir des glissements de terrain sont de l'ordre de grandeur des taux de surrection long terme, suggérant un équilibre dynamique [Hovius et al., 1997]. L'utilisation de coupes équilibrées, comme pour le pli des Siwaliks au niveau du Chevauchement Frontal Principal de la chaîne Himalayenne, peut mettre en évidence une érosion cumulée de l'ordre de grandeur du matériel mis en surface, suggérant aussi un équilibre dynamique [Burbank and Beck, 1991 ; Lavé, 1997]. Enfin, il est souvent considéré qu'une rivière adaptant sa pente ou sa largeur à des variations de lithologie ou de surrection est une rivière à l'équilibre [Harbor, 1998]. Même s'il est vrai qu'une telle rivière est plus proche de l'équilibre qu'une rivière n'adaptant pas son profil, cela ne prouve en rien que le système ait atteint un état stationnaire.

En conclusion, il est quasiment impossible actuellement de déterminer l'état dynamique des reliefs naturels, du fait de l'absence de critères géométriques fiables capables de caractériser l'état dynamique des systèmes géomorphologiques.

I.3. Outils et méthodes de la géomorphologie

Cette partie a pour but de familiariser le lecteur avec les différents outils et méthodes qui ont été utilisés ou auxquels il est fait référence dans ce travail. Cette revue n'est cependant pas exhaustive et nous n'abordons pas l'étude et l'interprétation des terrasses fluviales, l'analyse fractale de la topographie et l'intégralité des descripteurs morphologiques de la topographie. Le lecteur intéressé pourra se reporter aux travaux de [Lavé, 1997; Merritts et al., 1994] en ce qui concerne les terrasses, de [Rodriguez-Iturbe and Rinaldo, 1997] pour l'analyse fractale et [Hurtrez et al., 1999] pour une revue des descripteurs morphologiques.

Certains des résultats récents sur la description des processus élémentaires ou l'analyse des flux sédimentaires étant fondamentalement liés aux méthodes les ayant mis en évidence, nous les associons dans notre description.

1.3.1. L'analyse morphologique : principaux résultats

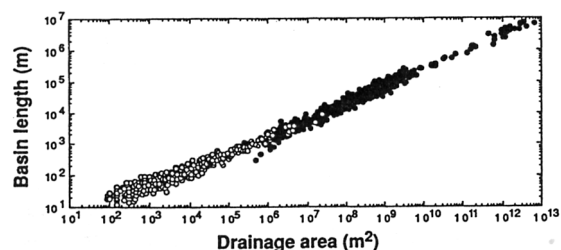
L'observation et la quantification des formes et de l'organisation des reliefs est à la base de l'approche géomorphologique. Au delà de la mesure des paramètres géométriques de base que sont l'altitude, la pente ou la courbure de la topographie, les géomorphologues ont développé de nombreux descripteurs du relief. Deux grand types de paramètres peuvent être distingués : les paramètres bi-dimensionnels, quantifiant l'organisation planimétrique du relief et ceux tri-dimensionnels, pour lequel les variations d'altitudes sont prises en compte. Au sein de chacun de ces deux types de paramètres, il est intéressant de distinguer les descripteurs morphologiques qui respectent l'organisation liée aux écoulements d'eau sur la surface terrestre, et les autres. En effet, si la quantification des formes du relief a pour but la compréhension des processus physiques qui les façonnent, il est logique de décrire la topographie en suivant la structuration et l'organisation liée à l'action de ces processus. Comme discuté dans le paragraphe sur les échelles spatiales et temporelles du problème, le facteur d'échelle pertinent est l'aire drainée. Elle peut être définie simplement à partir de n'importe quel Modèle Numérique de Terrain, en particulier si les écoulements sont strictement convergents ou parallèles, ce qui sera toujours le cas dans les zones en forte érosion sur lesquelles nous avons travaillé. Cette définition n'est pas valide dans les zones convexes de type crêtes de versant ou cônes de dépôts.

Dans les paragraphes suivants nous résumons les paramètres les plus couramment utilisés en insistant sur les informations que l'on peut obtenir sur les processus physiques qui façonnent les reliefs.

1.3.1.1 L'analyse 2D

Ce type d'analyse s'est essentiellement concentré sur la description et la compréhension de la structure et de l'organisation du réseau hydrographique et sur la définition des processus physiques contrôlant son évolution. Ce type d'analyse n'a pas été au centre du travail de thèse, et pour cause : la plupart des caractéristiques géométriques 2D telles que les lois de Horton [Horton, 1945 ; Kirchner, 1993], de Shreve [Shreve, 1966] ou les propriétés de branchement de l'arborescence des rivières [Crave and Davy, 1997], ne

Figure 31: Longueur du bassin et aire drainée pour différents bassins versants (d'après Montgomery and Dietrich, 1992) : $L \sim (3A)^{0.5}$.



sont pas suffisamment discriminatoires pour définir de manière unique un modèle de croissance et les processus physiques de formation et d'agrégation des réseaux associés. En particulier, n'importe quel modèle pour lequel la condition de branchement aval (i.e., la convergence des flux d'eau) est imposée conduit à des lois statistiques similaires à celles observées pour les systèmes naturels [Crave, 1995].

Nous utiliserons toutefois au cours de ce travail un descripteur moyen de l'organisation des écoulement d'eau défini par Hack (1957), qui est basé sur la comparaison entre aire drainée d'un bassin versant et longueur du drain le plus long (i.e., le chemin hydraulique le plus long depuis la crête jusqu'à l'exutoire existant dans un bassin donné). De nombreuses études ont montré que cette loi prenait la forme d'une loi de puissance :

$$L \propto A^h$$

où L est la longueur du drain le plus long depuis le point d'aire drainée A considéré, et h est l'exposant de Hack dont les valeurs varient entre 0.5 et 0.7 [Hack, 1957 ; Rigon et al., 1996]. Pour de très grands bassins, h tend vers la valeur limite 0.5 [Montgomery and Dietrich, 1992] (figure 31). La relative stabilité de cet exposant illustre l'apparente homogénéité de structure des réseaux hydrographiques naturels. En particulier, cette structure est apparemment indépendante du taux de surrection moyen [Hurtrez et al., 1999].

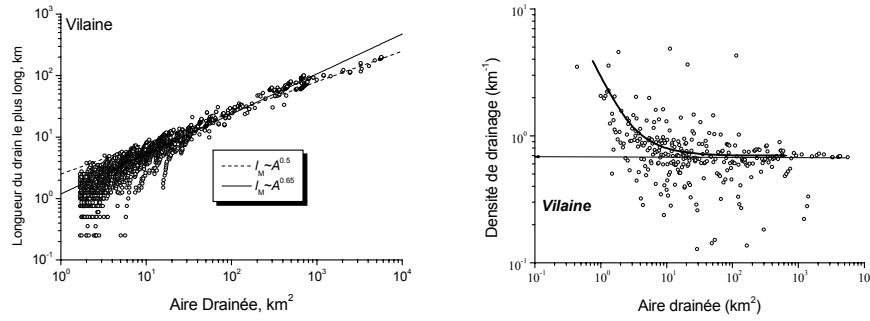


Figure 32: Exemple de loi de Hack, (*gauche*) et d'évolution de la densité de drainage avec l'aire drainée (*droite*) pour le bassin de la Vilaine (Bretagne) (d'après Crave and Davy, 1997). La densité de drainage diminue pour les aires drainées inférieures à 100 km² et tend vers une valeur constante ~0.7 km⁻¹.

Enfin, la proportion du domaine chenalisé dans un bassin versant d'aire drainée A est quantifiée par la densité de drainage d :

$$d = \frac{L_T}{A},$$

où L_T est la longueur totale du réseau hydrographique (figure 32). Comme l'ont montré Crave et Davy (1997), la densité de drainage décroît avec l'aire drainée du bassin, jusqu'à atteindre une valeur limite constante, qui est de l'ordre de 0.7 km⁻¹ en Bretagne (figure 32).

1.3.1.2 L'analyse 3D : la relation pente-aire drainée

Depuis une vingtaine d'année, la disponibilité des Modèles Numériques de Terrain (Digital Elevation Models) de plus en plus précis (jusqu'à 10 m de résolution) et couvrant de grands domaines continentaux, a permis d'effectuer une analyse systématique des propriétés tridimensionnelles de la topographie, et ce à différentes échelles : depuis celle du globe, jusqu'à celle des versants. L'organisation des écoulements d'eau peut être déduite facilement à partir de MNT [Band, 1986], et l'on peut définir ainsi un réseau hydrographique et l'organisation hiérarchique des bassins versants dans une région donnée. Pour chaque bassin versant, on peut définir l'altitude moyenne, le relief maximal (la différence entre l'altitude minimale et maximale), le relief ratio (le relief maximal divisé par la longueur du bassin versant), l'hypsométrie du bassin, l'intégrale hypsométrique et bien d'autres paramètres. Le problème principal lié à l'utilisation de ces paramètres est : (1) qu'ils dépendent fortement de l'échelle d'analyse (notamment la taille des bassins versants), sans que cette dépendance soit bien comprise, (2) que leur dépendance avec les processus d'érosion et de transport ne repose que sur des études empiriques et (3) qu'ils ne distinguent pas explicitement versants et rivières, ce qui complexifie l'interprétation. Bien qu'utiles pour décrire le relief et mettre en évidence des variations de forme, ils ne sont donc que peu intéressants pour qualifier et quantifier les processus d'érosion élémentaires. Nous leur avons préféré une description de la topographie qui fait appel aux variables intervenant directement dans les processus de transport et d'incision, à savoir la **pente topographique** et l'**aire drainée** (qui contraint en grande partie les valeurs de flux d'eau en un point donné). Cette description est connue sous le nom de relation pente-aire drainée (*area-slope relationship*). Il s'agit d'un descripteur fondamental de la topographie, et le paragraphe suivant tente d'en convaincre le lecteur.

a) Evidences

C'est Hack en 1957 qui a le premier observé que la pente S d'un drain (la partie d'une rivière entre deux confluences successives) décroissait avec l'aire drainée A suivant une loi de puissance :

$$S = kA^{-\theta}, \quad (18)$$

avec θ positif (figure 33). De nombreux auteurs ont par la suite confirmé cette observation, et ce pour une large gamme de conditions climatiques, tectoniques, pour différentes tailles de bassin et de nature de roche [Flint, 1974 ; Gupta and Waymire, 1989 ; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995 ; Lague et al., 2000 ; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993 ; Sklar and Dietrich, 1998 ; Snyder et al., 2000 ; Tarboton et al., 1989 ;

[Tarboton et al., 1992 ; Tucker and Bras, 1998 ; Willgoose, 1994a]. L'exposant θ est généralement compris entre 0.3 et 0.6, avec certaines observations à 1.1.

Il est possible de généraliser cette approche à l'ensemble des points du bassin versant (i.e., versants et rivières) en les reportant dans un diagramme bi-logarithmique pente et aire drainée. Ce faisant, différents auteurs ont mis en évidence des régimes d'évolution de la pente avec l'aire drainée qui ont été interprétés comme autant de signatures de processus d'érosion et transport distincts (figures 35,34).

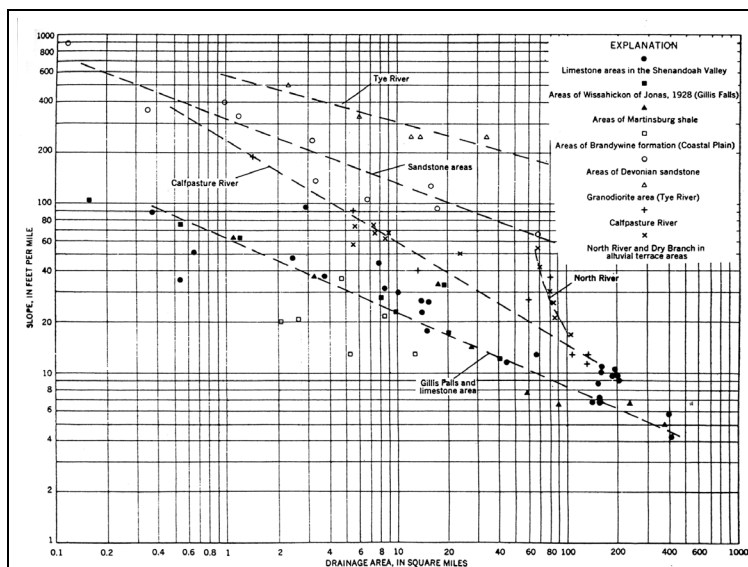


Figure 33: Relation pente-aire drainée pour différentes rivières [Hack, 1957].

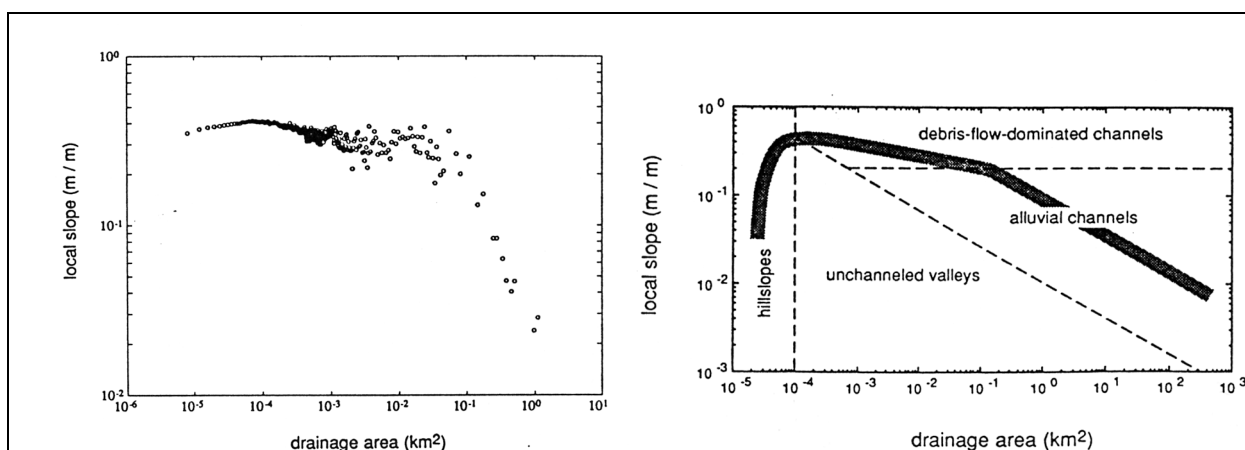


Figure 35: Gauche : Evolution de la pente locale en fonction de l'aire drainée pour un petit bassin de la Tennessee Valley, California, à partir d'un MNT à 2 m. Les points représentent la moyenne des pentes calculée sur des intervalles d'aire drainée constants. Droite : Interprétation en terme de processus d'érosion et transport [Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993].

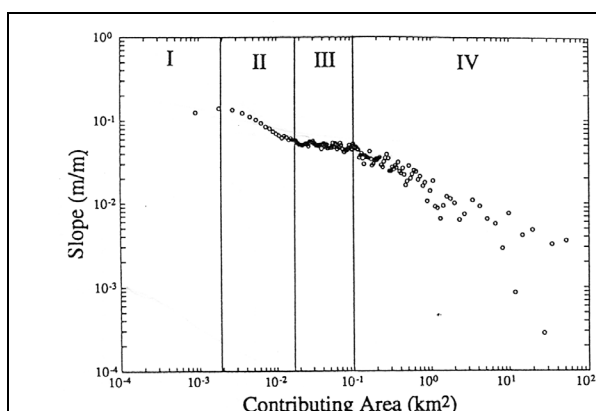


Figure 34: Evolution de la pente locale en fonction de l'aire drainée pour le Brushy Creek Basin (Alabama, US, MNT à 30 m). Les points représentent la moyenne des pentes par intervalles d'aire drainée constants. 4 régions peuvent être identifiées. I : les versants, II : le domaine non-chenalisé, III : zone de transition, IV : les rivières [Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995].

b) Interprétation dans le cas des systèmes en transport limité

Un des principaux intérêts de ces diagrammes est qu'ils permettent : (1) de déterminer l'organisation hiérarchique des processus d'érosion et de transport dans une région donnée, l'aire drainée étant le paramètre hiérarchique, et (2) de qualifier et de quantifier pour partie les lois élémentaires d'érosion et de transport. Le comportement en loi de puissance trouve une explication physique lorsque l'on considère un système en transport limité obéissant à une loi de transport du type puissance unitaire du flux (eq 11). A l'équilibre dynamique, le flux sédimentaire Q_s en un point est égal au taux de surrection U , que multiplie la surface amont A :

$$Q_s = UA = k_c A^{m'} S^{n'},$$

ce qui conduit à la relation en loi de puissance suivante :

$$S = \left(\frac{U}{k_c} \right)^{1/n} A^{-\frac{m'-1}{n'}}. \quad (19)$$

Cette relation donne une signification physique aux paramètres k et θ de l'équation (18) à condition que :

- ❑ le système soit effectivement à l'équilibre dynamique (au moins statistique)
- ❑ le système soit en transport limité
- ❑ le taux de surrection soit homogène
- ❑ le paramètre k_c (coefficient de transport sédimentaire) soit constant, i.e. que la lithologie des roches, l'évolution de la granulométrie du matériel transporté, l'évolution de la géométrie hydraulique (eq 4) et l'hydrologie du bassin (eq 5) soient homogènes à l'échelle du système étudié.

Si ces quatre hypothèses sont vérifiées, alors $k = (U/k_c)^{1/n}$ et $\theta = (m' - 1)/n$. Il est possible de prédire la valeur et le signe de θ en fonction des exposants de la loi de transport :

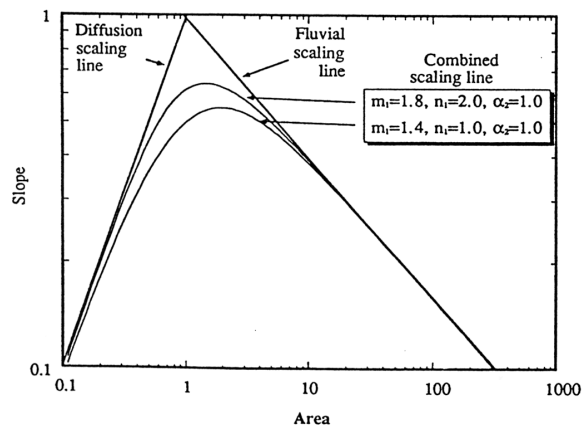
- ❑ Pour les **rivières** $m > 1$, et **θ est positif** : la décroissance de la pente de la rivière avec l'aire drainée est bien prédite (i.e., la forme concave vers le haut).
- ❑ Pour les **versants diffusifs**, $m=0$ et $n=1$, donc **θ est négatif** et $S=kA$: la pente augmente avec l'aire drainée, on obtient une forme de topographie convexe vers le haut correspondant à la forme des versants diffusifs.

D'une manière générale, tous les processus de transport instables vis à vis de l'incision ou de la chenalisation obéissant, à une loi de type puissance du flux (*stream power law*) apparaîtront dans le diagramme pente-aire drainée comme des lois de puissance ayant un exposant strictement négatif. Les processus stables ($m \leq 1$) seront par contre des lois de puissance ayant un exposant positif ou nul (i.e., pente constante). Par exemple, Willgoose et co-auteurs (1991a) prédisent la forme de la relation pente-aire drainée dans le cas d'un bassin dominé par des processus diffusifs pour les petites aires drainées, et par des processus de transport fluvial aux grandes aires drainées (figure 36))

c) Interprétation dans le cas des systèmes en détachement limité

Partant d'un modèle d'incision de type puissance unitaire du flux d'eau (*unit stream power*) ou contrainte cisailante (eq. 7), à l'équilibre dynamique, le taux d'incision I est égal au taux de surrection U :

Figure 36: Relation pente-aire drainée théorique dans le cas d'un bassin dominé par des processus diffusifs aux petites aires drainées, et du transport fluvial aux grandes aires drainées [Willgoose et al., 1991a].



$$I = U = KA^m S^n,$$

ce qui donne la relation pente-aire drainée suivante :

$$S = \left(\frac{U}{K} \right) A^{-\frac{m}{n}}. \quad (20)$$

Comme dans le cas transport limité, cette relation donne une signification aux paramètres k et θ de l'équation (18) à condition que :

- ❑ Le système soit en équilibre dynamique
- ❑ Le système soit en détachement limité
- ❑ Le taux de surrection soit homogène
- ❑ Le paramètre K soit constant, i.e. les mêmes conditions que pour le cas transport limité (sauf l'aspect granulométrie) auxquelles s'ajoute la condition que l'incision soit indépendante du flux sédimentaire transporté par la rivière.

Quel que soit le processus d'érosion, la relation pente-aire drainée prédite a toujours un exposant négatif ou nul, prédisant des formes de rivière droite ou concave vers le haut. [Whipple and Tucker, 1999] prédit pour des valeurs typiques des différentes lois intervenant dans le modèle de puissance unitaire ou de contrainte cisailante, un exposant m/n voisin de 0.5, conforme aux observations.

Il est impossible de distinguer un système en transport limité d'un système en détachement limité à partir de l'analyse seule de la relation pente-aire drainée. Une connaissance a priori de la nature de la rivière est nécessaire.

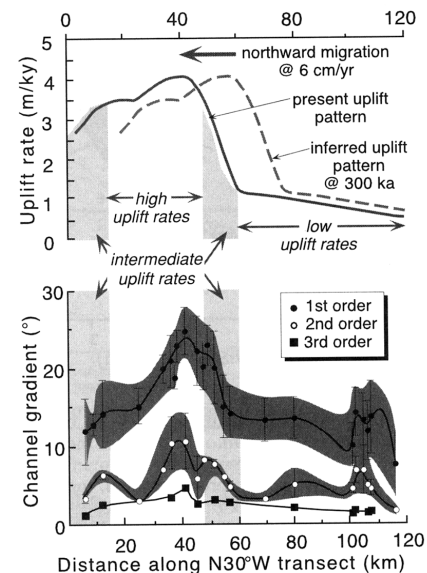
d) Relation entre taux de surrection et forme des rivières

Les équations (19) et (20) mettent en évidence les relations entre le forçage tectonique, la nature des roches et les processus d'érosion à l'équilibre dynamique. En particulier, pour une aire drainée donnée et des processus d'érosion identiques, les pentes augmenteront proportionnellement à :

- ❑ $U^{1/n}$ si k_c (resp. K) est constant
- ❑ $K^{-1/n}$ si U est constant

Cette relation explique entre autre l'augmentation de la pente des rivières avec le taux de surrection, et l'existence de ruptures de pente lithologiques à l'équilibre dynamique. L'exposant de la relation pente-aire drainée est théoriquement indépendant du taux de surrection (à condition qu'il soit homogène). Une étude récente sur des rivières à substratum rocheux confirme cette prédiction [Snyder et al., 2000]. La relation pente aire drainée explique aussi la différence de réponse des drains d'ordre 1, 2 et 3 à des taux de surrection variables (figure 37). L'aire drainée augmentant avec l'ordre des drains, la relation pente-aire drainée prédit un coefficient de proportionnalité entre pente et taux de surrection, diminuant avec l'ordre des drains. La relation entre pente et taux de surrection est donc plus sensible pour les petites aires drainées, un point que nous avons exploité.

Figure 37: haut : passage de la jonction triple de Mendocino qui provoque une migration vers le nord de la distribution de taux de surrection. Bas : gradient moyen des drains d'ordre 1, 2 et 3. Les 3 ordres montrent sensiblement la même variation spatiale de pente corrélée étroitement au taux de surrection actuel, avec une amplitude diminuant avec l'ordre. Ce comportement s'explique simplement avec la relation pente-aire drainée. (d'après Merritts et al., 1989 tiré de [Burbank and Anderson, 2001]).



e) Expression des transitions entre différents processus

De nombreux auteurs ont utilisé les diagrammes pente-aire drainée pour essayer de distinguer les limites du réseau hydrographique en fonction des différents processus de chenalisation, et ont déterminé les domaines de prédominance théoriques des différents processus d'érosion dans les diagrammes pente-aire drainée, et ce au voisinage des têtes de rivière (figure 38) [Montgomery and Dietrich, 1989 ; Montgomery and Dietrich, 1994 ; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993 ; Tucker and Bras, 1998]. Un des intérêts principaux de ces travaux est de souligner la complexité potentielle des diagrammes pente-aire drainée et leur application pour la qualification et la quantification des lois d'érosion et de transport.

Plus généralement, différents auteurs ont proposé des diagrammes de répartition des différents types de processus d'érosion et de transport susceptibles d'être rencontrés dans un bassin versant [Montgomery *et al.*, 1996 ; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993 ; Sklar and Dietrich, 1998]. La figure 39 présente une synthèse possible de ces travaux.

Figure 38: Répartition dans un diagramme aire drainée – pente (notez l'inversion des axes) des différents types de processus de transport et de mécanismes de chenalisation. Le domaine diffusif pour les petites aires drainées et le seul domaine stable vis-à-vis de l'incision [Montgomery and Dietrich, 1994].

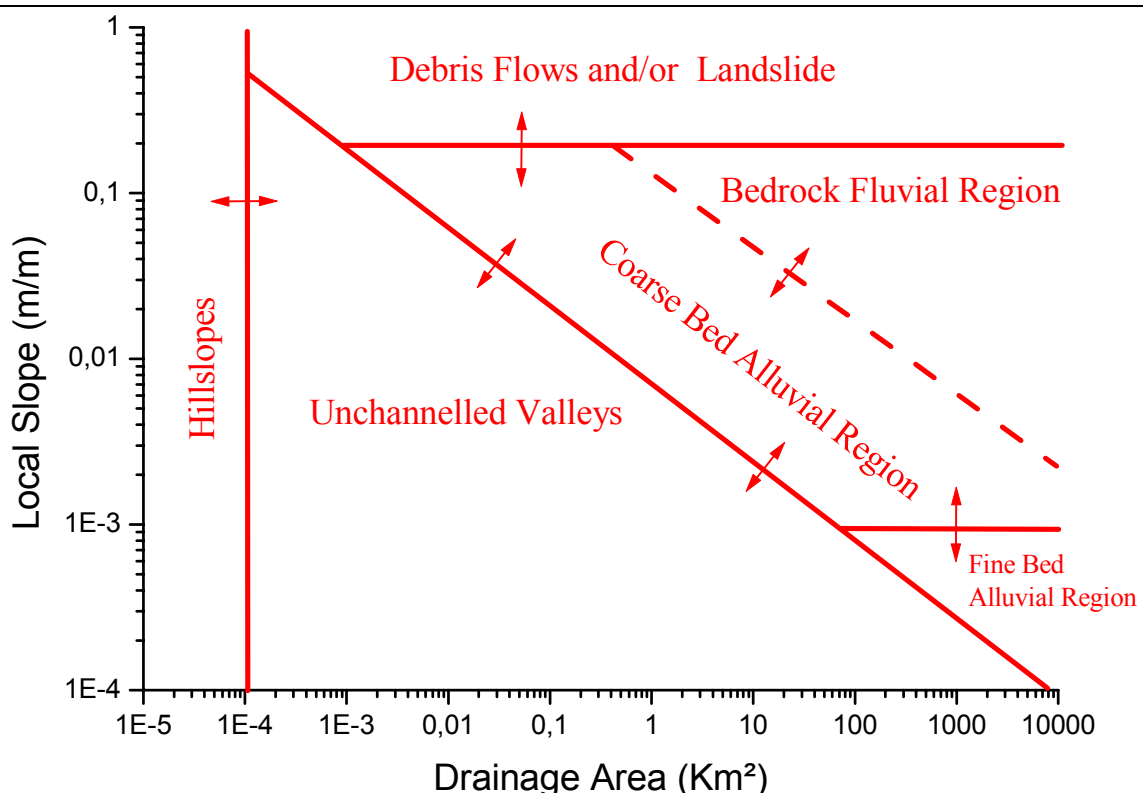
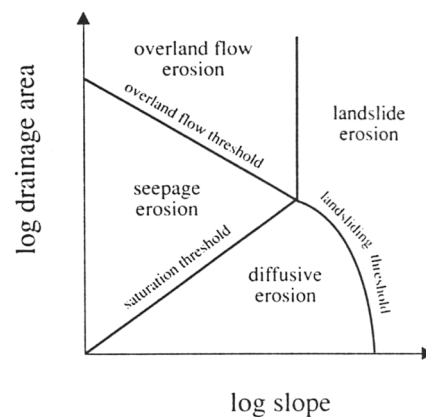
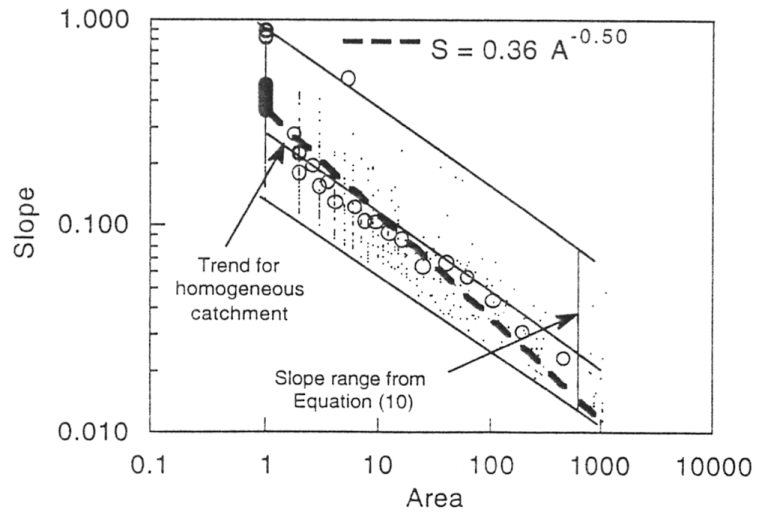


Figure 39: Synthèse des différentes transition entre processus d'érosion et transport dans un bassin versant. Les limites indiquées varient probablement en fonction des facteurs climatiques et lithologiques (d'après [Montgomery *et al.*, 1996 ; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993 ; Sklar and Dietrich, 1998]).

f) Limites de l'approche

Les limites de l'analyse des diagrammes pente et aire drainée sont directement liées aux hypothèses qu'il faut poser pour interpréter, en termes de processus élémentaires, les éventuelles relations en loi de puissance observées. L'hypothèse d'un taux de surrection homogène est toujours difficile à vérifier, et peut, si les gradients de taux de surrection sont importants et non pris en compte, biaiser l'estimation des exposants de la loi d'érosion/transport [Kirby *et al.*, 2001]. De même, pour le paramètre K ou k_c liés à la nature des roches, dont il est a priori plus facile d'estimer le degré d'homogénéité. Néanmoins, la définition du paramètre érodabilité étant complexe (il comprend les aspects liés à la roche, mais aussi à l'hydrologie du bassin, à la géométrie hydraulique et au transport sédimentaire), le seul fait d'avoir une zone lithologiquement homogène n'est pas forcément suffisant. Par ailleurs, pour une même roche, la cohésion interne peut varier

Figure 40: impact d'une distribution aléatoire des valeurs d'érodabilité sur la relation pente-aire drainée. Simulation d'un bassin en équilibre dynamique et dominé par des processus fluviaux [Willgoose, 1994b]. Outre la dispersion des valeurs de pente pour une aire drainée donnée, le réseau hydrographique a aussi tendance à s'auto-organiser de telle sorte que les vallées (aire drainée forte) se trouve sur les zones les plus érodables. Ceci explique pourquoi l'exposant observé (0.5) est supérieur à celui attendu dans le cas d'un bassin homogène



significativement en fonction du degré de déformation et d'altération ou des alternances fines-grossières dans les roches sédimentaires. Cette variabilité introduit une dispersion des valeurs de pente pour une même aire drainée (figure 40) pouvant biaiser l'estimation de l'exposant de la loi de puissance.

Comme il n'existe pas de critère géométrique simple pour caractériser l'état dynamique d'un bassin versant (et pas seulement le réseau hydrographique), l'hypothèse d'équilibre dynamique est quant à elle la plus difficile à vérifier. Dans le cas de systèmes en transport limité, [Willgoose, 1994a] a montré que pour un système en relaxation (ou *declining relief*) la relation pente-aire drainée était approximativement vérifiée avec cependant une large dispersion des valeurs de pente pour une aire drainée donnée (figure 39). Compte-tenu de la dispersion observée lorsque l'on travaille sur des systèmes naturels (cf paragraphe suivant et Annexe A), il n'est pas possible de distinguer l'état dynamique de la topographie sur la seule base du degré de dispersion des pentes pour une aire drainée donnée. Or, comme nous le montrerons dans ce travail, les paramètres θ et k estimés sur des topographies en déséquilibre sont évidemment biaisés par rapport aux paramètres à l'équilibre. Par conséquent, la paramétrisation des lois de transport est fautive si l'hypothèse d'équilibre n'est pas vérifiée.

Observant qu'un bassin en relaxation tendait vers une forme caractéristique constante lorsque les altitudes étaient normalisées par le relief total du bassin (la différence entre le point le plus haut et l'exutoire), [Willgoose, 1994a] propose une forme généralisée de la relation pente-aire drainée, pour laquelle la pente locale est normalisée par l'altitude moyenne amont du point considéré $\langle z_0 \rangle_A$:

$$\frac{S}{\langle z_0 \rangle_A^{\frac{1}{n'}}} = k A^{\frac{m'-1}{n'}}, \quad (21)$$

où m' et n' sont les paramètres de la loi de transport (eq 11) et k est une constante évoluant au cours du temps (mais uniforme spatialement), cette évolution n'étant pas connue (figure 39). Willgoose propose un moyen de différencier un système en équilibre d'un système en relaxation, à partir de la qualité du fit des deux types de relation sur les données. Le problème est qu'il faut connaître a priori la valeur de l'exposant n , et qu'il faut supposer que la variabilité naturelle de la lithologie, des précipitations et des erreurs du MNT n'est pas plus grande que la variabilité introduite par le déséquilibre. Enfin, elle n'est a priori pas été appliquée aux

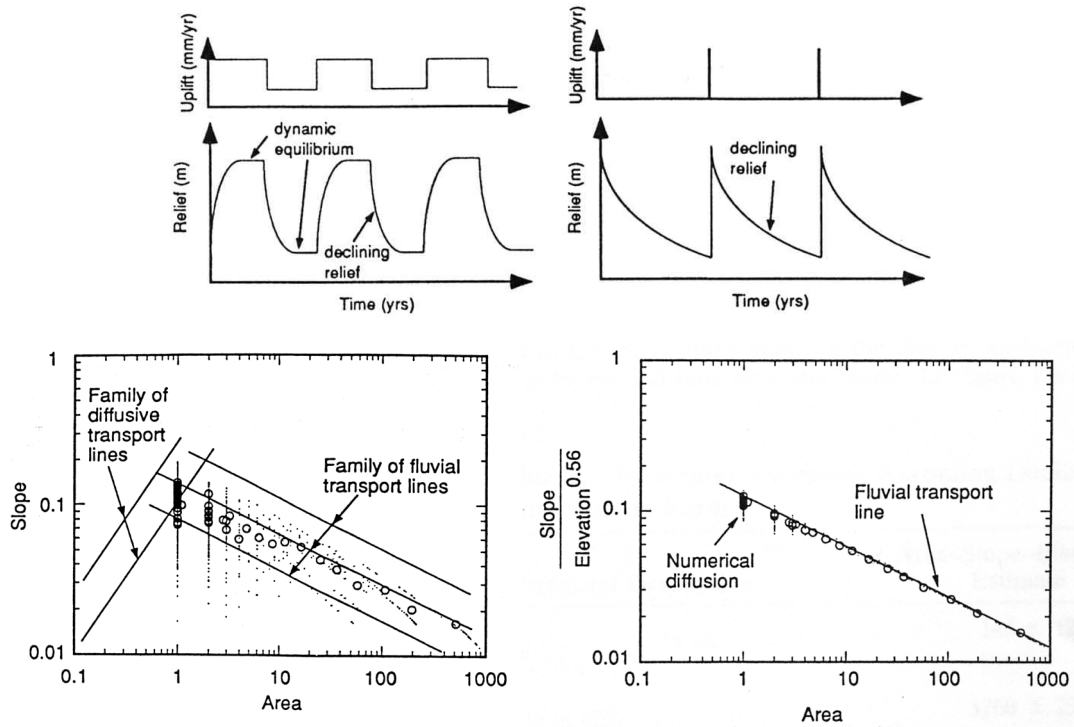


Figure 39: Relation pente-aire drainée et systèmes hors équilibre. **Haut :** rappel de la terminologie utilisée et des scénarii possibles de réponse du système géomorphologique à un forçage tectonique de forme variable [Willgoose *et al.*, 1991a]. **Bas gauche :** relation pente-aire drainée d'un système en relaxation (declining relief). Notez la dispersion importante des valeurs de pente pour une aire drainée donnée. **Droite :** relation pente-aire drainée-altitude d'un système en relaxation. La normalisation par l'altitude moyenne amont permet d'obtenir une loi de puissance dont l'exposant dépend de la loi de transport [Willgoose, 1994a].

systèmes croissant vers un équilibre dynamique (figure 23), et il faut donc connaître a priori l'état dynamique de la topographie. Tous ces « a priori » font que cette relation n'a pas été exploitée depuis sa publication.

Dans le cas des systèmes en détachement limité, peu de travaux ont été publiés sur les effets du déséquilibre sur la relation pente-aire drainée. [Snyder *et al.*, 2000; Whipple and Tucker, 1999] proposent un schéma théorique d'évolution de la relation pente-aire drainée, après une augmentation du taux de surrection d'une rivière préalablement à l'équilibre dynamique (figure 40). Comme la mise à l'équilibre de la rivière s'effectue par la propagation d'une zone de convexité en aval de laquelle le système est à l'équilibre avec les

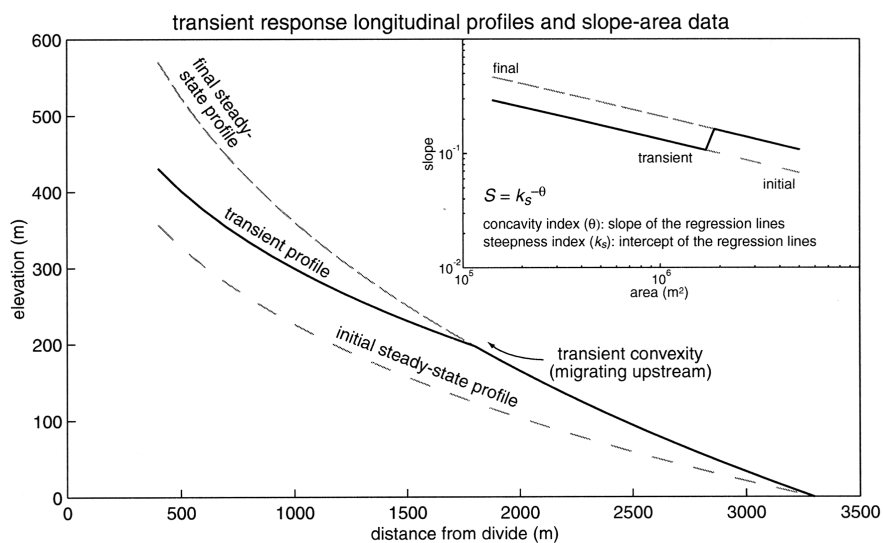


Figure 40: Exemple d'une simulation d'un profil transitoire évoluant à partir d'une augmentation instantanée du taux de surrection. La mise à l'équilibre du profil s'effectue par migration d'une zone de convexité (*knickzone*). L'encart montre la relation pente-aire drainée pour les 3 profils de rivières. Notez que l'exposant θ est identique pour l'état final et initial, tandis que le paramètre d'amplitude k_s final est plus grand que pour l'état initial [Snyder *et al.*, 2000].

nouvelles conditions limites, et en amont de laquelle il l'est avec les anciennes conditions, la relation-pente-
aire drainée mesurée sur le drain montre une brusque augmentation de la pente. Ce phénomène n'a pour
l'instant pas été documenté sur des systèmes naturels.

Un autre facteur limitant l'approche est la qualité du Modèle Numérique de Terrain utilisé ou des mesures
de terrain. En ce qui concerne les MNT, deux aspects interviennent : d'une part (i) la **discrétisation de la
topographie** à une résolution variant de 10 m à plus de quelques km, et d'autre part (ii) les erreurs de
mesure, notamment la **précision des altitudes**. (i) Le premier biais va introduire une discrétisation des aires
drainées (qui seront des multiples de l'aire du pixel) qui sera d'autant plus sensible que l'on considérera des
aires drainées faibles. La discrétisation introduit aussi une limite inférieure à la distance sur laquelle sera
mesurée la pente, égale à la taille du pixel. Par ailleurs, la largeur des rivières n'étant pas prise en compte
dans les calculs d'aire drainée (calculée à partir de programmes construisant des arborescences
d'écoulements convergents), le programme calcule l'aire drainée totale en un pixel (considérant la largeur du
pixel comme la largeur de l'écoulement), et non l'aire drainée par unité de largeur de rivière. Il existe des
méthodes pour distribuer le flux sur plusieurs pixels, mais elle ne résolvent pas le problème du calcul de
l'aire drainée par unité de largeur de rivière, puisqu'il faut connaître explicitement la largeur de la rivière. (ii)
Le second biais va introduire des erreurs dans le calcul de la pente topographique et dans le calcul des
directions de drainage conduisant à des estimations éventuellement fausses de l'aire drainée. En
conséquence, si une loi de puissance entre pente et aire drainée existe vraiment, il est fort probable qu'une
forte dispersion autour de la tendance moyenne soit observée sur des données naturelles. Une utilisation
correcte requiert donc de correctement étudier les effets possibles et de définir des statistiques pertinentes.

g) Méthodologie employée

On peut distinguer deux types d'analyses : celles qui sont effectuées sur la rivière principale d'un bassin
versant et celles qui sont effectuées sur l'ensemble du bassin versant. Pour simplifier le propos, les tenants de
la première méthode préfèrent avoir peu de données, mais de bonne qualité (profils mesurés sur le terrain par
exemple), tandis que les seconds optent pour un volume de données plus important permettant des
statistiques fiables, au détriment parfois de la qualité des mesures (cela dépendant au premier ordre de la
qualité du MNT). C'est pour cette dernière approche que nous avons opté, sachant que nous nous sommes
concentrés sur le domaine des versants représentant plus de 90 % de la surface d'un bassin versant.

Le calcul des aires drainées à partir d'un MNT fait appel à des procédures permettant de corriger les
erreurs liées à la présence de trous et de bosses artificiels. De manière générale, dans les domaines
orogéniques sur lesquels nous avons travaillé, le relief étant important, ces erreurs sont en très faible
proportion et les réseaux hydrographiques obtenus sont toujours cohérents avec la structure du relief. Nous
avons utilisé un programme maison, appelé arbre, développé initialement par l'INRA de Rennes, et basé sur
la méthode de [Band, 1986]. Ponctuellement, pour de très grands MNT (> 2000x2000 pixels), nous avons
utilisé le programme Rivertools 2.1 (*Research Systems*) particulièrement efficace pour ces MNT, mais aussi
particulièrement long.

Une fois l'aire drainée connue en chaque point du MNT, il faut calculer la pente topographique. Il est
évident que si l'on s'intéresse aux processus d'érosion, la direction de mesure de cette pente est celle de
l'écoulement. Les pentes mesurées ainsi sur des plans moyens de 3x3 ou 5x5 pixels sont souvent biaisées et
n'ont pas été utilisées (cf annexe A.1.2). Le problème essentiel auquel sont confrontés les géomorphologues
est de définir la distance (ou la hauteur) sur laquelle sera mesurée la pente. Dans le cas d'une surface plane,
cette distance n'a pas d'importance, la pente étant constante. Mais sur les versants convexes ou les rivières
concaves, la pente dépend de la distance sur laquelle elle est mesurée. La logique voudrait que la pente soit
estimée sur une distance ayant une signification en terme de processus d'érosion, mais à notre connaissance
une telle distance n'a jamais été définie. En conséquence, nous définissons la pente topographique en un
pixel donné, comme la différence de hauteur entre ce pixel et le plus bas de ces 8 voisins divisé par la
distance entre le centre de ces 2 pixels (i.e., le pixel étant généralement carré, cette distance est égale à la
largeur du pixel ou $\sqrt{2}$ fois la largeur du pixel). En comparant des MNT de résolutions différentes, nous
prenons soin de prendre en compte l'effet lié à la différence de distance de mesure de la pente (cf annexe
A.1.3).

Une fois les pentes et les aires drainées calculées sur un MNT, ils peuvent être reportés sur un diagramme
bi-logarithmique en isolant des sous-domaines du MNT : un bassin versant par exemple, ou les points situés
sur une lithologie donnée ou tout autre paramètre servant à classer les pixels du MNT. Dans le cas le plus
courant où l'on s'intéresse à un bassin versant, les données brutes montrent une très large dispersion dont
une large part est probablement liée aux erreurs du MNT. En annexe A.1.1, nous étudions l'impact d'un bruit

aléatoire ajouté à une topographie simulée numériquement sur le calcul de la relation moyenne. Nous montrons dans la limite d'un bruit purement aléatoire (notamment indépendant de la hauteur ou de la pente) que la relation moyenne est bien conservée, notamment dans le domaine des versants, domaine sur lequel se sont concentrées nos études. La méthode de moyenne que nous avons choisie calcule la moyenne arithmétique des pentes sur des intervalles d'aire drainée constants en dimension logarithmique (*logarithmic bin*). A partir de cette relation moyenne, nous identifions les différentes lois de puissances apparaissant éventuellement et les paramètres de ces lois sont estimés par fit non-linéaire sur la relation moyenne.

I.3.2. La quantification des flux actuels et passés

L'objectif de ce type d'approche est de définir les relations entre flux sédimentaires mesurés sur différentes périodes de temps et paramètres de contrôle tels que les facteurs climatiques, la forme des reliefs ou la nature des roches et de la végétation [Ahnert, 1970 ; Einsele and Hinderer, 1997 ; Harrison, 2000 ; Hay, 1998 ; Hinderer, 2001 ; Hovius, 1998a ; Milliman and Syvitski, 1992 ; Pinet and Souriau, 1988 ; Schaller et al., 2001 ; Summerfield and Hulton, 1994]. La détermination précise de ces relations permettraient théoriquement d'établir une loi macroscopique d'érosion des continents [Davy and Crave, 2000 ; Souriau, 1995]. En ce qui concerne les études sur les flux actuels, l'analyse des résultats doit être effectuée avec précaution car mesurer un flux sédimentaire est en soi une opération délicate : la saisonnalité des flux d'eau, les différents modes de transports de la matière érodée (transport de fond, en suspension, partie dissoute...) et le stockage dans les plaines alluviales complexifient énormément le problème (cf paragraphe sur les échelles temporelles du problème, et la figure 8). Par exemple, dans le cas de l'Himalaya, les flux de matière en suspension sont assez bien connus, mais le taux d'érosion moyen qui peut en être tiré ne tient pas compte du transport de fond, du dépôt dans la plaine alluviale et de la partie dissoute. En effectuant des bilans de masse sur différents éléments chimiques, [Galy and France-Lanord, 2001] ont montré que le taux d'érosion moyen de la chaîne était au moins deux fois plus important que celui prédit par les flux de matière en suspension, soulignant l'importance du transport de fond et/ou du stockage. Un moyen de limiter l'erreur sur la charge de fond est de quantifier le remplissage récent de réservoirs, de lacs ou la progradation de deltas [Einsele and Hinderer, 1997 ; Hinderer, 2001]. Soulignons enfin que l'estimation des flux sédimentaires actuels peut être significativement biaisée par les activités anthropiques.

Supposons cependant que ces flux sédimentaires soient assez bien connus, le problème reste d'identifier les paramètres de contrôle expliquant la variabilité observée entre différentes régions ou bassins versants. Une observation récurrente est la dépendance approximativement linéaire entre le taux de dénudation (le flux sédimentaire divisé par l'aire drainée du bassin) et les paramètres caractérisant le relief du bassin ou de la zone considérés [Ahnert, 1970 ; Einsele and Hinderer, 1997 ; Hinderer, 2001 ; Hovius, 1998a ; Summerfield and Hulton, 1994] (figure 41). [Pinet and Souriau, 1988] ont mis en évidence une relation linéaire entre altitude moyenne et taux de dénudation dont la pente varie en fonction du type d'orogène considéré (figure 41). De manière surprenante, aucune corrélation n'a été mise en évidence entre l'érosion mécanique et les facteurs climatiques tels que la température ou les précipitations annuelles. Il existe par contre une diminution quasi-systématique du flux sédimentaire spécifique (i.e., le flux sédimentaire divisé par l'aire

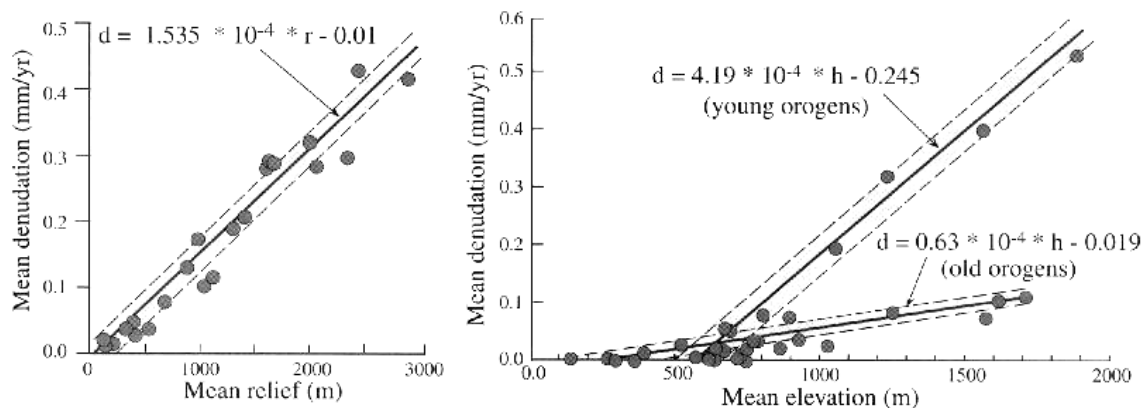


Figure 41: gauche : relation taux de dénudation - relief moyen (i.e., moyenne des différences d'altitudes sur des zones de 20x20 km) (d'après Ahnert, 1970). Droite : relation altitude moyenne et taux de dénudation moyen (d'après Pinet and Souriau, 1988). [Burbank and Anderson, 2001]

drainée du bassin, qui correspond aussi au taux de dénudation moyen) avec la taille d'un bassin versant. L'interprétation habituelle de cette décroissance fait appel au stockage interne de sédiment dans le bassin d'autant plus important que la taille du système augmente.

L'évolution des flux sédimentaires sur des échelles de temps plus longues peut aussi être obtenue à partir de l'analyse de bassins sédimentaires [Hinderer, 2001; Metivier *et al.*, 1999]. Cette approche permet notamment d'obtenir l'évolution au cours du temps du taux de sédimentation (figure 30).

I.3.3. La modélisation numérique

L'intérêt principal de la modélisation numérique est de pouvoir présenter une vision dynamique de l'évolution des reliefs et de pouvoir étudier l'interaction et le couplage entre les différents processus élémentaires d'érosion-transport, ainsi qu'entre processus exogènes et endogènes. Grâce à l'augmentation des capacités de calcul, les modèles 2D des années 70-80 ont cédé la place à de nombreux modèles 3D basés sur l'implémentation des lois d'incisions et de transport décrites dans la partie I.2.1 (figure 42). Ces modèles sont regroupés sous la dénomination Modèle de Processus de Surface (*Surface Process Model*). Tous ont en commun de modéliser au moins (i) l'érosion des versants et (ii) le transport des rivières. Etant basés sur des lois similaires, les différences entre ces modèles sont liées : (1) au nombre et à la nature des processus pouvant être modélisés, (2) à la résolution spatiale des mailles élémentaires, et (3) à l'implémentation numérique. Nous discutons brièvement ces trois points, et présentons plus spécifiquement le modèle numérique que nous avons utilisé dans ce travail.

I.3.3.1 Philosophies et processus modélisés

Tous les modèles reproduisent au moins une partie ou toute l'érosion des versants par une équation de diffusion. L'action des processus gravitaires est aussi souvent simulée en introduisant une pente de stabilité critique S_c de la topographie qui ne peut être dépassée (i.e., si elle est dépassée, la topographie est érodée instantanément de manière à retrouver S_c). Les premiers modèles étaient des modèles entièrement en transport limité [Chase, 1992; Willgoose *et al.*, 1991b], simulant l'action de processus diffusifs et de processus de transport fluvial, la transition entre ces deux processus étant déterminée soit par une aire drainée critique, soit par un seuil dépendant de la pente et de l'aire drainée. Un degré de complexité supplémentaire est introduit par les modèles capables de simuler simultanément la dynamique de systèmes en transport limité, détachement limité ou mixtes. Trois types de philosophie existent :

- *Incision limitée par la capacité de transport* [Densmore *et al.*, 1998; Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1994] : Ces modèles incorporent : (1) une loi définissant la capacité de transport de la

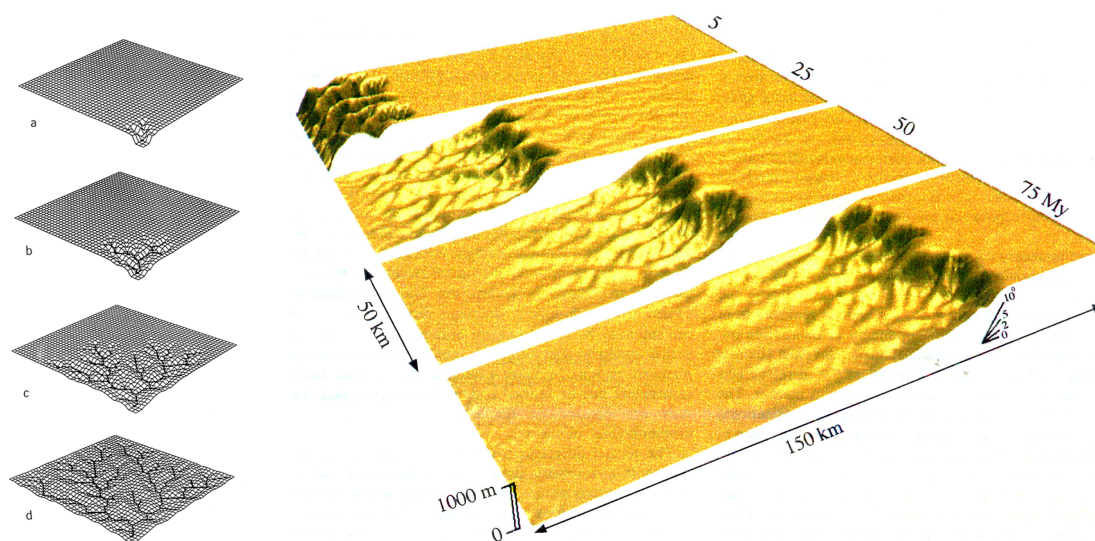


Figure 42: Exemples de modèle de processus de surface : gauche : modèle de [Willgoose *et al.*, 1991b], incision d'un plateau à partir d'un exutoire (versants érodés par ruissellement, rivières limitées par le transport). Echelle du bassin versant. Droite : retrait d'escarpement sous l'action combinée de processus de diffusion et de transport fluvial. Echelle régionale [Kooi and Beaumont, 1994].

rivière (eq 11), (2) une loi d'incision du substratum rocheux (eq 7) et (3) éventuellement une loi d'altération du substratum rocheux. L'occurrence des tronçons alluviaux, à substratum rocheux ou mixtes (i.e., avec une couverture alluviale incomplète) est gouvernée par le rapport entre capacité de transport locale q_c et flux sédimentaire transporté q_s provenant de l'érosion des versants et du réseau hydrographique amont. Lorsque $q_s = q_c$, le système est en transport limité, et la variation d'altitude est proportionnelle à la divergence de la capacité de transport (eq 12). Lorsque $q_s \ll q_c$, le système est en détachement limité, et la variation d'altitude est proportionnelle à la vitesse d'incision (eq 13). Et lorsque q_s est légèrement inférieur à q_c , le système peut inciser le substratum rocheux jusqu'à la limite de la capacité de transport de la rivière.

- *Erosion gouvernée par l'écart à la capacité de transport* [Braun and Sambridge, 1997; Chase, 1992 ; Kooi and Beaumont, 1994] : une loi définissant la capacité de transport est utilisée (de type puissance unitaire), et la variation d'altitude s'exprime par :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot q_s + U = -\left(\frac{1}{l_f}\right)(q_c - q_s) + U, \quad (22)$$

où l_f est un facteur d'érodabilité. Si l'on suppose que q_c reste constant, l'équation précédente est une équation différentielle du premier ordre ayant pour solution :

$$q_s(x) = q_c \left(1 - e^{-\frac{x}{l_f}}\right), \quad (23)$$

avec x la distance le long de la rivière. Cette expression montre l'augmentation exponentielle du flux sédimentaire, d'autant plus lente que l_f est grand, jusqu'à atteindre la capacité de transport, passant progressivement d'un système en détachement limité, à un système en transport limité. Dans le cas des rivières alluviales, l_f est très petit, tandis que pour les rivières à substratum rocheux, l_f est très grand.

- *Distinction explicite entre incision, dépôt et transport* : [Crave and Davy, 2001] : les bilans de masse au niveau du fond de la rivière (de hauteur h) et dans la phase aqueuse (charge en suspension correspondant au flux q_s) s'expriment sous la forme générale :

$$\text{Fond de la rivière, } \frac{\partial h}{\partial t} = -E + D + U$$

$$\text{Charge en suspension, } \frac{\partial q_s}{\partial x} = E - D$$

avec E , l'érosion du fond de la rivière (qui peut être à substratum rocheux ou alluviale) et D le dépôt sur le fond de la rivière. En jouant sur la fonction de dépôt, le modèle peut simuler des systèmes en transport limité (D grand), des systèmes en détachement limité ($D \sim 0$) ou mixtes. Bien que de philosophie différente des modèles précédents, les versions actuelles de ces modèles sont similaires à l'implémentation de type érosion gouvernée par l'écart à la capacité de transport (eq 22).

Enfin, si leur résolution spatiale le permet, ces modèles peuvent reproduire une grande variété de processus de versants [Braun et al., 2001; Crave and Davy, 2001 ; Tucker and Bras, 1998 ; Willgoose et al., 1991b] : diffusion, érosion par ruissellement, glissements de terrains dépendants de la pression d'eau interstitielle Ces modèles permettent ainsi de reproduire la grande diversité de relations pente-aire drainée, ou plus généralement de formes de versants, observée dans les systèmes naturels.

1.3.3.2 Résolution spatiale

Deux types de modèles existent : (1) ceux pour lesquels la taille de maille est inférieure à la taille des versants, et (2) ceux pour lesquels la taille de maille est supérieure. Etant données les dimensions maximales actuelles des grilles de calcul (de l'ordre de 1000x1000 pixels pour des temps raisonnables), les modèles de la première catégorie [Crave and Davy, 2001; Densmore et al., 1998 ; Tucker and Bras, 1998 ; Willgoose et al., 1991b] sont adaptés à la modélisation de surfaces continentales variant depuis 10x10 km² à 100x100 km², alors que les modèles de la seconde catégorie [Braun and Sambridge, 1997; Howard, 1994 ; Kooi and Beaumont, 1994 ; Tucker and Slingerland, 1994] sont destinés à modéliser des systèmes de taille continentale (1000x1000 km²) (figure 42).

Le traitement numérique de l'érosion et du transport sur les versants est relativement simple puisque les écoulements sont censés n'être pas chenalisés. Par contre, la modélisation des processus d'érosion et de transport dans les rivières soulève deux problèmes, d'une part parce que la largeur des rivières n'est pas constante, et d'autre part, parce que la taille des mailles est souvent plus grande que la largeur de l'écoulement. Le premier point est souvent simplifié en supposant que les rivières ont soit une largeur constante, soit qui varie simplement avec l'aire drainée (eq 4 et 5 combinées). Le second point est résolu en considérant la contribution de l'érosion de la rivière à l'altitude moyenne de la maille concernée : dans le cas d'un système en détachement limité par exemple, si dx est la largeur de la maille, et w la largeur de la rivière avec $w < dx$, alors

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{w}{dx} I - \frac{(dx - w)}{dx} E_v + U,$$

avec dh/dt la variation de hauteur de la maille concernée, I l'érosion de la rivière et E_v l'érosion liée à la partie versant du pixel. Néanmoins, le problème reste que la largeur doit être connue a priori.

I.3.3.3 Résolution temporelle

La résolution temporelle dépend directement de l'entrée climatique choisie : la plupart des modèles font l'hypothèse que pour un pas de temps suffisamment grand, la saisonnalité des flux d'eau (i.e., la distribution intensité-fréquence des écoulements fonction des précipitations et de l'hydrologie du bassin) et la distribution de flux sédimentaires associée peut être caractérisée par un flux d'eau effectif [Wolman and Miller, 1960]. La définition de ce flux d'eau effectif est plus qu'ambiguë étant donné le peu de travaux qui ont porté sur l'impact de la saisonnalité des flux d'eau sur les flux sédimentaires au long terme. En particulier, le rôle des événements catastrophiques de fréquence de récurrence très grande n'a pas été abordé. Quelques rares modèles [Crave and Davy, 2001; Tucker and Bras, 2000] contournent ce problème en introduisant une distribution d'événements climatiques reproduisant la saisonnalité des précipitations. Dans ce cas, la résolution temporelle est équivalente à l'événement pluvieux élémentaire.

I.3.3.4 Implémentation numérique

On distingue deux grands types de modèles :

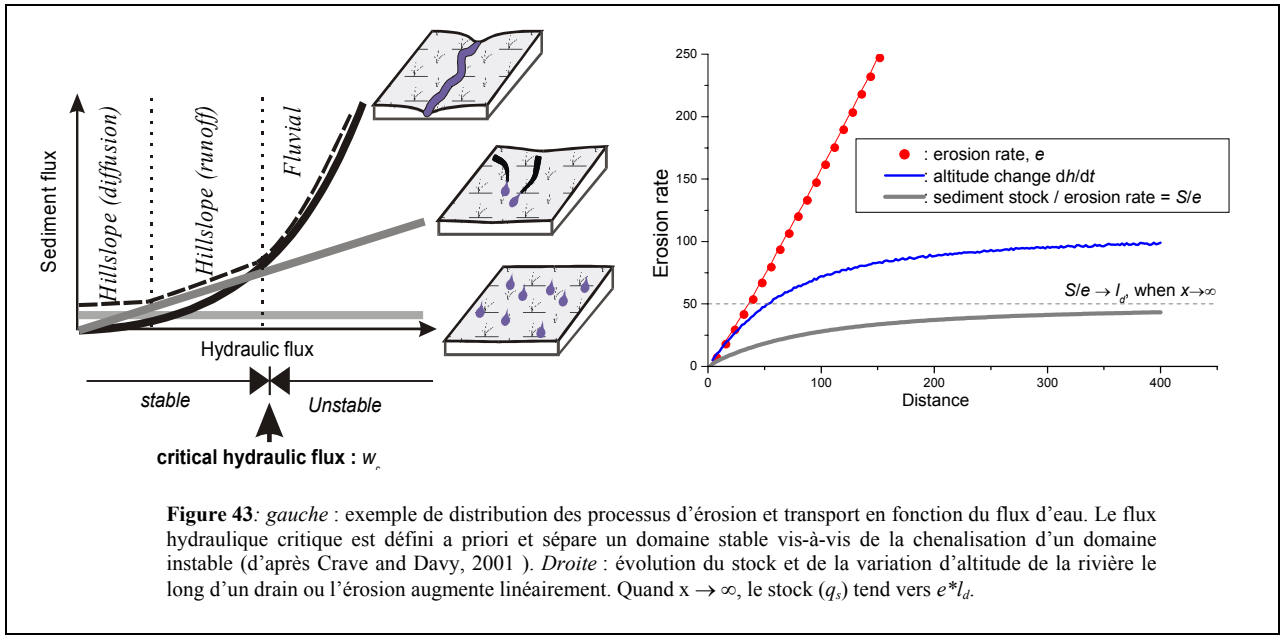
- les modèles basés sur une résolution en différences finies des équations de bilan de masse et d'érosion-transport, sur des grilles à mailles carrées, ou à mailles adaptatives basées sur une tessellation de Voronoï [Braun and Sambridge, 1997; Tucker and Bras, 2000]. Cette classe de modèle est la plus répandue.
- les modèles basés sur le principe des marcheurs conditionnés (*precipiton model*) pour lesquels les équations de bilan de masse et d'érosion-transport sont discrétisées sur une grille à maille carrée et résolues au passage des marcheurs qui obéissent à différentes règles de marche [Chase, 1992; Crave and Davy, 2001] et d'érosion. Nous revenons plus en détail sur ce type de modèle dans le paragraphe suivant.

D'un point de vue efficacité, à complexité de processus équivalente, la seconde méthode présente l'avantage de ne pas avoir à calculer systématiquement l'aire drainée amont de chaque point, opération particulièrement coûteuse en temps. Par ailleurs, cette méthode n'impose pas de condition de branchement amont-aval strictement convergente, ce qui permet de simuler par exemple l'évolution de systèmes en tresse de manière très réaliste. Son implémentation est cependant plus complexe car moins directe que les différences finies.

I.3.3.5 Le modèle utilisé dans ce travail : EROS (Crave and Davy, 2001)

Ce modèle d'évolution de la topographie utilise la méthode des marcheurs (~automates cellulaires) et permet de reproduire la variabilité naturelle des événements climatiques avec des processus d'érosion et de transport déterministes. Ces caractéristiques principales sont :

- *Règle de marche* : les précipitons sont lancés de manière aléatoire sur la grille de calcul. Une fois « tombés » sur la topographie, le precipiton se déplace sur une grille de maille carrée vers le pixel le plus bas de ses 8 voisins (*steepest slope criterion*) jusqu'à ce qu'il sorte du système et qu'un nouveau precipiton soit envoyé.



- *Règles d'érosion* : le précipiton lorsqu'il passe sur un pixel peut inciser la topographie, déposer des sédiments et/ou transporter du sédiment. Ses règles d'érosion sont différentes en fonction de la zone dans laquelle il se situe, i.e. les versants ou le réseau hydrographique. La transition versant-réseau est définie par un flux d'eau critique, correspondant dans le cas d'une précipitation homogène et continue à une aire drainée critique constante (figure 43). Dans le réseau hydrographique, l'érosion élémentaire e d'un précipiton obéit à une loi de type puissance du flux d'eau :

$$e = K q_w^m S^n,$$

avec K l'érodabilité locale, q_w le flux d'eau, S la pente principale (calculée entre deux pixels voisins) et m, n des constantes. Le bilan de masse du précipiton au passage du pixel est égal à :

$$\frac{dq_s}{dx} = e - d,$$

avec q_s la quantité de sédiment transportée par le précipiton (aussi appelée stock), et d la quantité de sédiment déposée. La loi de dépôt est définie comme :

$$d = \frac{q_s}{l_d},$$

avec l_d une longueur de dépôt. En introduisant l'expression de d dans l'équation de bilan de masse du précipiton :

$$\frac{dq_s}{dx} = e - \frac{q_s}{l_d},$$

qui si e est constant, est une équation différentielle du premier ordre dont la solution est :

$$q_s = l_d e \left(1 - e^{-\frac{x}{l_d}} \right).$$

Comparé à la formulation adoptée par [Kooi and Beaumont, 1994] ou [Chase, 1992], $e \cdot l_d$ peut être considéré comme la capacité de transport de la rivière (figure 43). Pour un système à pente et flux d'eau constants, l_d est la longueur caractéristique pour atteindre cette valeur limite. Ainsi, en fonction de la valeur de l_d , le modèle est en transport limité ($l_d \rightarrow 0$), en détachement limité ($l_d \rightarrow +\infty$) ou mixte (l_d de l'ordre de grandeur de la taille du système).

L'érosion des versants peut être modélisée par l'action conjuguée de 3 processus différents : diffusion, érosion et transport de ruissellement (obéissant aux mêmes règles que pour les rivières, mais avec des exposants m et n différents) et processus gravitaires, simulés par l'existence d'une pente critique de stabilité ne pouvant être dépassée.

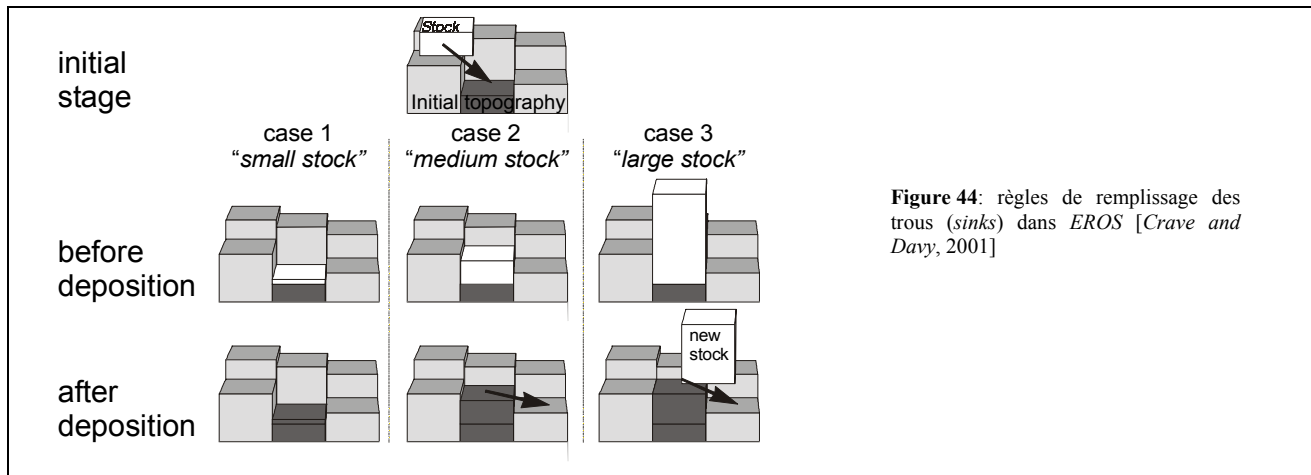


Figure 44: règles de remplissage des trous (*sinks*) dans EROS [Crave and Davy, 2001]

- *Calcul du flux d'eau* : l'idée est de compter le nombre k de précipitons passant par un pixel durant un intervalle de temps Δt_p . Le flux d'eau exprimé en volume par précipitons est alors :

$$q_p = \frac{k}{\Delta t_p}.$$

q_p est proportionnel en moyenne à l'aire drainée A , définie comme la zone où tombent les précipitons qui passeront par le pixel considéré. L'originalité du modèle est d'introduire une composante stochastique dans la distribution des flux en calculant q_p pour une petite série de k précipitons. L'idée est que pour une grande aire drainée, l'intervalle de temps entre deux précipitons est statistiquement plus court (en considérant leur temps de trajet sur la topographie comme quasi-instantané) que pour une petite aire drainée. En fonction du nombre de précipitons k qui sont comptés, les distributions de flux d'eau ont des propriétés distinctes. Plus k est grand, plus la distribution se resserre autour d'une valeur égale à l'aire drainée que multiplie le taux de précipitation. C'est ce type de distribution que nous avons utilisé dans cette thèse. Outre l'intérêt d'étudier des distributions d'événements climatiques reproduisant celles observées naturellement [Crave and Davy, 2001] (figure 7), cette approche permet un gain de temps calcul considérable par rapport à l'approche de Chase [1992], ou par rapport aux modèles en différences finies. Le lecteur intéressé par le développement statistique de ces distributions et leur impact sur la dynamique du modèle se reportera à l'article [Crave and Davy, 2001].

- *Gestion des trous et des plats* : un point important de ce modèle est que le chemin d'écoulement (*drainage path*) n'est pas forcément connecté aux limites du système. Ainsi, si un précipiton tombe dans un trou (i.e., ses 8 voisins sont plus haut), il libérera son stock de sédiment suivant trois cas différents (figure 44). Si son stock est plus faible que la plus petite des barrières de hauteur Δh_{min} , le précipiton disparaît (i.e., l'eau qui lui est associée disparaît par infiltration). Si son stock est plus grand que Δh_{min} , deux cas sont possibles : soit le stock est plus petit que la deuxième plus petite barrière d'altitude Δh_{min} , auquel cas tout est déposé et le précipiton continue sa route vers le pixel le plus bas, soit le stock est plus grand que Δh_{min} , et le précipiton dépose alors une quantité de sédiment égale à Δh_{min} , et continue sa route avec le reste du stock vers le pixel le plus bas.
- *Conditions limites* : 3 types de conditions limites peuvent être modélisées : d'une part un (ou plusieurs) exutoire(s) d'altitude constante au cours du temps, des conditions périodiques, ou des conditions miroirs. Le taux de surrection peut avoir une distribution spatiale variable.

Dans sa version actuelle, *eros* ne distingue pas érosion du substratum rocheux et du lit alluvial (i.e., l'érodabilité est identique), de même que nous n'avons pas introduit de fonction d'altération chimique et mécanique. Par soucis de simplicité, les résultats présentés dans ce travail considèrent que la largeur de rivière évolue comme une loi de puissance du flux d'eau, et qu'elle est toujours inférieure à la taille du pixel.

I.3.4. La modélisation expérimentale

I.3.4.1 Dispositifs existants

Cette approche reste peu développée dans le domaine de la géomorphologie¹. Deux raisons à cela : (1) d'une part il n'existe pas de dispositif et de matériaux types (tels que le sable, la silicone ou la plastiline pour les modèles analogiques de déformation continentale) permettant de réaliser des expériences de manière standardisée, et (2) la complexité du dimensionnement des phénomènes physiques a longtemps limité le champ d'application de ce type d'approche. Néanmoins, le principe en est simple : un matériau facilement érodable est soumis à une pluie de gouttes très fines qui entraîne l'érosion du matériau par ruissellement de surface. Jusqu'à récemment, l'essentiel des travaux utilisant cette technique appliquée à l'étude de la dynamique des reliefs étaient rassemblés dans le livre *Experimental fluvial geomorphology* de Schumm, Mosley et Weaver (1987). Il y est traité notamment du développement des réseaux hydrographiques à partir de l'analyse d'expériences réalisées dans le REF (Rainfall Erosion Facility), un immense bassin de 9 x 15 m rempli d'un matériau argileux sur une hauteur de 1.5 m (figure 46). Ces travaux ont apporté une vision beaucoup plus dynamique de l'évolution de la topographie, et ont souligné par exemple l'importance des conditions initiales sur le développement des incisions et leur croissance (figure 27). Néanmoins, le petit nombre d'expériences réalisées (les contraintes liées au protocole expérimental étant très fortes) et l'absence de réelle quantification des processus physiques élémentaires limitent la portée des résultats.

Plus récemment, une nouvelle génération de dispositifs expérimentaux sont apparus [Hancock and Willgoose, 2001; Hasbargen and Paola, 2000], caractérisés par une surface plus petite que le REF (de

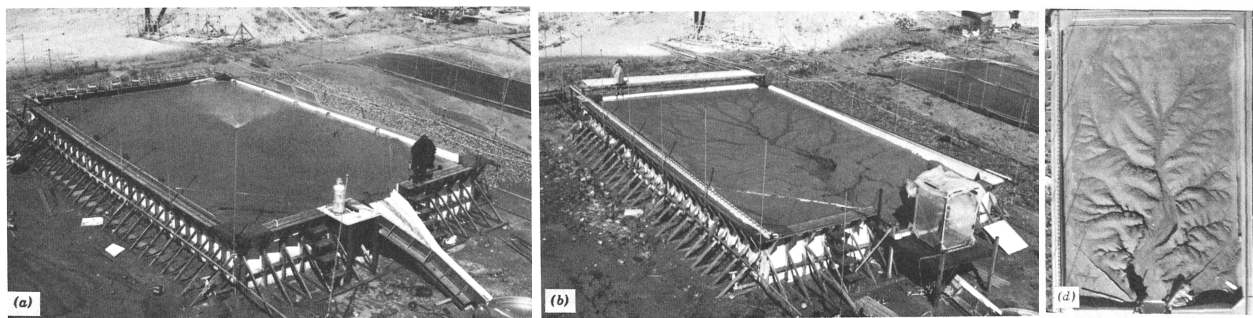


Figure 46: Rainfall Erosion Facility, Colorado State University 9.1 x 15.2 x 1.8 m. *a*: surface initiale, *b*: développement du réseau de drainage, *(d)*: prise de vue à la verticale du dispositif [Schumm et al., 1987].

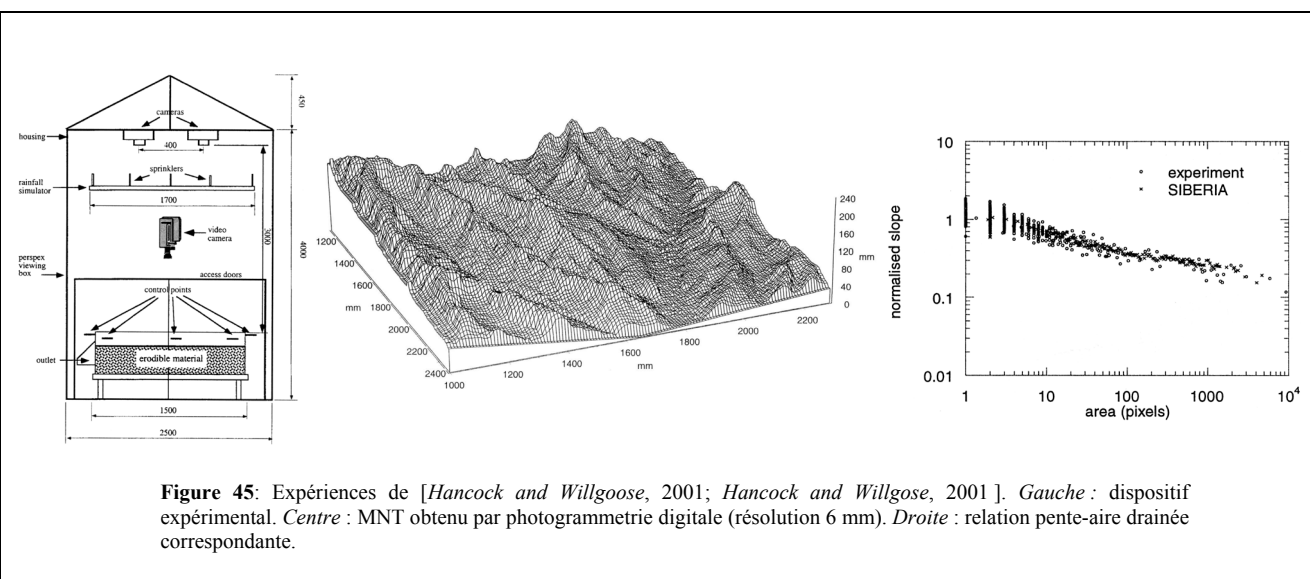


Figure 45: Expériences de [Hancock and Willgoose, 2001; Hancock and Willgoose, 2001]. *Gauche*: dispositif expérimental. *Centre*: MNT obtenu par photogrammétrie digitale (résolution 6 mm). *Droite*: relation pente-aire drainée correspondante.

¹ L'article du chapitre II présente un tableau récapitulatif des principaux dispositifs expérimentaux existants, ainsi qu'une discussion plus approfondie sur l'analogie entre expériences et systèmes naturels.

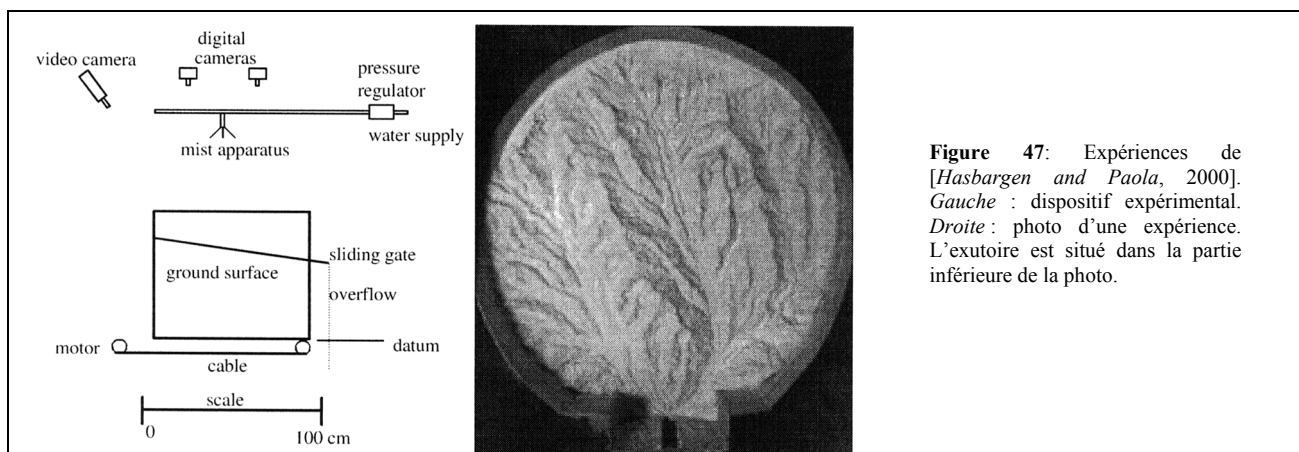


Figure 47: Expériences de [Hasbargen and Paola, 2000]. Gauche : dispositif expérimental. Droite : photo d'une expérience. L'exutoire est situé dans la partie inférieure de la photo.

l'ordre du mètre), des dispositifs de pluviométrie utilisant des brumisateurs à haute pression, des matériaux érodés de faible granulométrie ($<100 \mu\text{m}$) et des dispositifs de mesure de la topographie et/ou des flux sédimentaires (figures 45,47). Ces dispositifs sont utilisés en conjonction avec des modèles de processus de surface pour déterminer dans quelle mesure ces derniers peuvent reproduire la dynamique des expériences. Leurs applications sont restées néanmoins très limitées jusqu'alors, essentiellement du fait d'une absence de quantification des processus élémentaires d'érosion et transport actifs à l'échelle de l'expérience.

1.3.4.2 Dispositif expérimental développé au cours du travail de thèse

Nous avons développé un nouveau dispositif expérimental permettant d'étudier très précisément la dynamique des incisions topographiques (figure 48) pour différents types de forçages tectoniques (instantané ou continu). Par rapport aux autres modèles, notre dispositif se distingue essentiellement par :

- Une surface érodée plus petite (20x30 cm)
- L'utilisation de télémètres lasers mobiles permettant de digitaliser la surface des expériences avec une précision et une résolution inégalée (résolution $\sim 1 \text{ mm}$, précision verticale $\sim 40 \mu\text{m}$) et ce de manière systématique au cours d'une expérience.
- Un dispositif de surrection permettant de reproduire une large gamme de taux de surrection avec des géométries de conditions limites variables.

Dans le cadre de ce travail, ma contribution au développement du dispositif a été de :

- tester différents matériaux (sable, silice, loess)
- programmer (sous Matlab) toutes les procédures de reconstruction des topographies à partir des données brutes obtenues par les 5 télémètres lasers.
- concevoir le fonctionnement du dispositif de surrection

Les détails et caractéristiques techniques du dispositif expérimental sont donnés en annexe B. L'essentiel des résultats obtenus avec les modèles de loess est présenté sous forme d'article dans le chapitre II. Le



Figure 49: détail d'une expérience en relaxation, avec du loess. Le « sommet » est à 3 cm de hauteur.

dispositif expérimental et quelques expériences réalisées avec de la pâte de silice sont aussi présentés dans [Crave *et al.*, 2000], reproduit en annexe C.

Chapitre II: Modélisation expérimentale et numérique de la dynamique macroscopique

II.1. Caractérisation expérimentale

II.1.1. Article : Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift

Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift

Dimitri Lague, Alain Crave and Philippe Davy

Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex - France

Submitted to Journal of Geophysical Research

Abstract. We present the results of an experimental study of topography dynamics under conditions of constant precipitation and uplift rate. The experiment was designed to develop a complete drainage network by the growth and propagation of erosion instabilities in response to tectonic perturbations. The quantitative analysis of topographic evolution was made possible by using telemetric lasers which perform elevation measurement at an excellent level of precision. We focus our study on the effect of initial surface organization and of uplift rate on both the transient dynamics and the steady-state forms of topography. We show that the transient phase is strongly dependent on the initial internally drained area, which was found to decrease exponentially with time. The topography always reaches a steady-state whose mean elevation is found to depend linearly on uplift rate with a strictly positive value when uplift is null. Steady-state surfaces are characterized by a well-defined slope-area power law with a constant exponent of -0.12 , and an amplitude which depends linearly on uplift rate with a strictly positive value when uplift is null. These results are consistent with a stream power law erosion model that includes a non-negligible threshold for particle detachment. Uncertainty regarding the sediment transport length is resolved by calibrating the transient dynamics with a surface processes model. Reappraising published results on the linear dependency between mean elevation, or relief, and denudation rate, we suggest that an erosion threshold is worth consideration for large scale systems.

1. Introduction

Our understanding of the long term dynamics of the earth's topography is based mainly on the results of theoretical analysis and numerical models [Braun and Sambridge, 1997; Davy and Crave, 2000; Howard *et al.*, 1994; Kirkby, 1971; Kooi and Beaumont, 1996; Willgoose *et al.*, 1991b], for which few constraints exist to validate the macroscopic evolution, and the characteristics of simulated topographies. For instance, most studies refer to the stream-power model to simulate erosion fluxes, arguing that topographic measures such as slope and drainage area are consistent with this model. But this consistency is theoretically valid in conditions that are difficult to demonstrate in natural systems (dynamic equilibrium, known field of precipitation, of uplift and of erodibility, ...). Moreover the relationship between a given erosion law and the local measures of topography is equivocal even in conditions of dynamical equilibrium: it depends on the way the sediment is transported in rivers whose two classical end member processes are detachment-limited and transport-limited. Only a thorough analysis of the transient stages can discriminate between these sediment transport processes. Another important issue concerns the existence of thresholds in erosion laws that are expected from a mechanistic description, but whose quantification and possible consequences for topographic dynamics are barely considered in previous models.

Assessing erosion processes from natural geomorphic systems is really a difficult challenge considering the uncertainties about boundary conditions, and flux measurements. The experimental approach is an interesting substitute for studying such complex processes, in which boundary conditions can be perfectly controlled and topography variations continuously surveyed. In comparison to other domains of earth sciences [Davy and Cobbold, 1991], the experimental approach remains relatively uncommon in studying the dynamic of geomorphic systems [Schumm *et al.*, 1987]. In theory, it is possible to reproduce large-scale systems with small-scale experiments, provided that the reduction in length and in time scales preserves the basic dimensionless equations. As for many natural processes, the little we know about the dynamics of geomorphic processes already shows that natural large-scale conditions cannot be perfectly downscaled in the laboratory. A specific problem for hydraulically-driven erosion systems is the coexistence of short time scales for hydraulics, and long time scales for tectonics, so that a perfect downscaling of the whole range of pertinent time scales is nearly impossible. That is why many studies have focused on the dynamics of one elementary process and tried to keep a strong degree of similarity between the natural system and the laboratory: channel dynamics [Gardner, 1983; Holland and Pickup, 1976; Sheperd and Schumm, 1974], bedrock experiments [Thompson and Wohl, 1998], sediment transport mechanics [Kuhnle, 1993; Paola *et al.*, 1992], terrace formation [Mizutani, 1998], meander evolution [Smith, 1998], or floodplain dynamics [Ashmore, 1982; Meunier and Métivier, 2000; Wood *et al.*, 1993]. Conversely many authors chose to study systems that are not perfect natural analogs, but which exhibit qualitatively similar dynamics in their interaction between the experimental "hillslopes" and "channels". These studies (table 1) include the study of river network development [Flint, 1973; Schumm *et al.*, 1987], the fractal properties of evolving topographies [Czirok *et al.*, 1993; Wittmann *et al.*, 1991], the landscape development in relaxation [Crave *et al.*, 2000; Hancock and Willgoose, 2001b] or under constant rates of uplift and rainfall [Hasbargen and Paola, 2000]. Numerous results have influenced or revised our views on the transient dynamic of watersheds, but most of them remain qualitative in essence because (1) the elementary processes were not really calibrated and (2) the topography and sediment fluxes were not sufficiently documented. We have built a new experimental setup that aims to improve previous experimental studies by sampling topographic data at very high resolution. This technical enhancement makes possible the measurement of local erosion fluxes from topographic records and thus the derivation of an erosion law.

Our experimental strategy was as follows:

- We have chosen to generate water flow from a rain device in order to mimic the natural tendency of drainage networks to develop in response to the growth and capture of incisions. In particular, the experiment's surface organizes itself into a wide range of drainage basins whose area lies from 0 to about $1/10^{\text{th}}$ of system size. We believe that the mechanisms which make this area distribution are key elements of the global system dynamics.
- The erosion law is assumed to depend on both local slope and water flow (or drainage area if the efficient rain, that is part of the rain which makes runoff, is uniform). Since the slope distribution is intimately related to the applied uplift, we expect to derive the slope parameters of erosion law by performing experiments with different uplift rates. The dependence of the erosion law on water flow is assumed to come directly from the relationship between sediment flux and drainage area.

Table 1 : Main characteristics of previous experimental studies on the dynamic of drainage basins and topography.

Reference	Scientific question	Model Characteristics			Material		Measurements		Sediment flux
		Model Size (cm)	Droplet Size (mm)	Tectonic Forcing ^a	Type	D ₅₀ (mm)	Topography Method	Resolution	
Flint, 1973	Drainage network development	29 x 45 x 16	< 0.5	R	soil (?)	0.06 - 0.016	reference grid	2D, > 1 cm ^b	...
Schumm et al., 1987	Basin dynamics, drainage networks development	900 x 1500 x 200	1.52 – 3.7	R,T	loamy sand	0.3	mobile point gauge	2D, > 1 cm ^b	manual samples
Phillips and Schumm, 1987	Drainage network development	200 x 300 x 20	< 1 ^b	R	sand, silt, clay	0.2	topography profiles	?	...
Wittmann et al., 1991	Fractal properties of drainage networks	∅ 140 x 9	< 1 ^b	R	sand	0.18	photo
Czirók et al., 1993	Fractal properties of topography	18 x 60 x 4	< 1 ^b	R	sand, soil	0.15	cross sect. photo	1D, 0.5 mm ^b	...
Hancock and Willgoose, 2001b	Validation of numerical model	150 x 150 x 50	0.134	R	fly ash	0.016	digital photogrammetry ^c	2D, 6 mm	manual samples
Crave et al., 2000	Topographic dynamics	18 x 27 x 4	0.02 – 0.05	R	silica	0.01	telemetric lasers	2D, 1 mm	...
Hasbargen and Paola, 2000	Stability of steady-state topography	∅ 100 x 100	< 0.2	T	silica, kaolinite	0.045	photo	...	regular samples
This study	Landscape response to tectonic uplift	20 x 30 x 9	0.05 – 0.09	R,T	loess	0.045	telemetric lasers	2D, 1 mm	...

^a : R, relaxation experiments; T, continuous uplift experiment. ^b : Estimated Value. ^c : Hancock and Willgoose, 2001a

- We let each experiment run up to a dynamic equilibrium between erosion and uplift rates. Under this condition the slope-area relationship that characterizes a topography can be interpreted in terms of an erosion law.
- The drainage organization depends on the initial topography at least during the first stages. We thus make experiments with different initial topographies, considering that the role of this parameter on the global behavior is worth being studied.
- Beyond the determination of the erosion law, the experiments are powerful tools to understand topographic dynamics during the transient stages. We especially focus on the evolution of topographic forms as representative of erosion instabilities, and on characteristic time scales, as well as on their relationship with experimental boundary conditions and erosion parameters. Moreover a complete description of the erosion law cannot be achieved without examining transient stages. This is the case for the distance over which sediments are transported, which is one major parameter of transport process that controls both transient evolution and eventual topographic form. The analysis of transient stages is not as straightforward as the analysis of equilibrium stages. We thus have carried out a comparison between experiments and numerical results from a process-based model [Crave and Davy, 2001; Davy and Crave, 2000].

2. Experimental Setup and Methods

2.1 Facilities and Material

The experimental system consists of three components: (i) a rainfall simulator (called the “fog box”), (ii) a monitoring device (digitization, pictures) and (iii) an erosion box that can move between the two previous devices on a mobile tray (fig.1). The opacity and hygrometry of the “fog box” make the use of a separate system for data acquisition necessary.

Two major constraints have governed the design of the system: the need for accurate and frequent acquisitions of digital topography (DEM) of the experiments, and the limitation of the splash effect at droplet impact in order to reduce the transport processes to surface water flow. The precipitation simulator consists of a high-pressure spray system of sixteen nozzles (Fog System by Dutrie) placed into a closed transparent box of 2x2x2 m. The range of mean droplet diameter varies between 5 and 9 μm with water pressure. Various surface precipitation rates are obtained by changing water pressure, nozzle height or nozzle configuration. For the set of experiments reported here, the precipitation distribution was kept constant and spatially uniform with an average precipitation rate equal to $100 \pm 15 \text{ mm.h}^{-1}$.

We pay special attention to topographic measurements that must be both accurate and fast, in order to produce high resolution Digital Elevation Models (DEMs) in a short time lapse. We first tried a stereo-photography approach, but it results in DEMs that have too much imprecision and that are very sensitive to shadow effects around vertical slopes. We thus designed and built an automated digitizing device of 5 telemetric lasers, mounted on a rack, and precisely controlled by stepping-motors aligned along the horizontal axes. This method produces high-resolution DEMs that are almost insensitive to shadow effects, with a vertical accuracy of 40 μm and a minimum horizontal resolution of 1 mm (limited by the laser spot size). The horizontal resolution (e.g., pixel size of DEM) is also constrained by the need to minimize acquisition time. For a 20x30 cm experiment, the acquisition time is about 6 min. We checked that interrupting the experiments during this time lapse does not affect the model evolution by comparing with a continuously eroded model.

Compared to previous similar work (table 1) for which best pixel size and vertical accuracy were respectively 1 cm, and 0.6 cm (stereo photography, [Hancock and Willgoose, 2001a]), our device proved to be a noticeable advance.

The choice of experimental material is crucial since it basically predetermines the erosion and transport laws. Table 1 summarizes the materials used by various authors. All chosen materials have small grain size, thus small shear strengths, that make possible the erosion and transport by small water fluxes. The appearance of interparticle cohesion in very fine powder fixes a limit in decreasing grain size. On the other hand, cohesion allows the development of a finely-incised drainage network with steep slopes.

We choose a natural loess soil that has been crushed and sieved to reach a D_{50} of 20 μm ($D_{10} = 4 \mu\text{m}$, and $D_{90} = 43 \mu\text{m}$). It is composed mainly of quartz, mica and less than 10 % percent of clay (chlorites) which ensures a small grain-to-grain cohesion. Its density is around 2700 kg.m^{-3} .

The erosion box is a 20 x 30 x 10 cm box made of transparent plexiglass. A movable bottom lifted by a stepping motor simulates a spatially uniform uplift, with computer-controlled rates ranging from 0.5 to 5 cm.h^{-1} . The mechanical assembly guarantees smooth movements of the base. The four box walls act as boundary conditions of the eroding system with constant elevation. Unlike the mechanism used by Hasbargen and Paola [2000], and Hancock and Willgoose [2001b] our device prevents box walls from concentrating water on these boundaries. It also maintains a constant distance between nozzles and the eroded surface at dynamic equilibrium reached towards the end of our experiments.

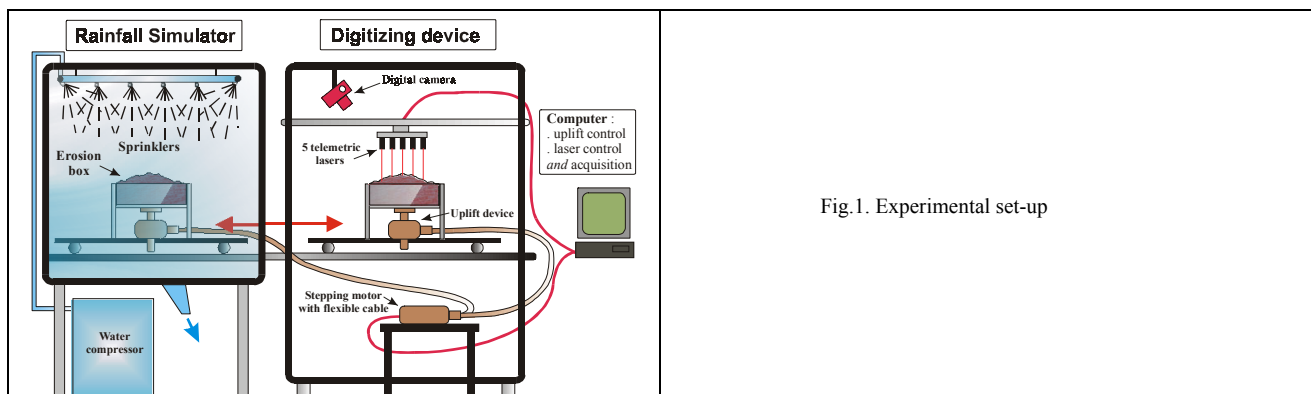


Fig.1. Experimental set-up

2.2 Erosion processes

Our primary objective was to simulate the evolution of a surface on which particle detachment and transport occurs mainly by surface runoff, so that we need to reduce as far as possible the detachment effect of droplet impacts. It has been experimentally demonstrated that the detachment of soil by splash effect on a horizontal surface occurs if the critical raindrop kinetic energy is larger than the grain-grain binding energy characterized by soil shear strength [Salles *et al.*, 2000; Sharma *et al.*, 1991]. The measured range of kinetic energy threshold varies between 5 μJ and 600 μJ , depending on the material grain size [Salles *et al.*, 2000], the bulk density, the water content and the clay content [Sharma *et al.*, 1991]. Given a maximum raindrop diameter of 20 μm and a maximum impact velocity of 10 m.s^{-1} , the impact kinetic energy that might possibly occur in the fog box is of the order of 10^{-4} μJ , and is much smaller than the grain-grain binding energy. Thus no detachment can occur by this process on the experiments, and the driving force for detaching and transporting particles is only overland flow.

Because of the fog opacity, it is not possible to make direct observation of water and sediment flows, and thus a quantitative estimate of the sediment-transport modes (bed, mixed or suspended load). Nevertheless both sediment and runoff fluxes are known at steady state, that is when erosion totally compensates uplift: $Q_s = \rho_s U A$ and $Q_w = p A$, where ρ_s is sediment density, U is uplift rate, A is drainage area and p is precipitation rate (note that infiltration rate is negligible). The volumetric concentration of particles, $C_v = Q_s / Q_w = U / p$, is theoretically spatially uniform. In our experiments, the uplift rates range between 5 and 50 mm.h^{-1} , corresponding to volumetric concentrations varying between 5 and 50%. Such highly concentrated sediment flows correspond to mudflows [Coussot, 1997], which are characterized by a dynamic viscosity and a yield stress increasing with volumetric sediment concentration. This effect should greatly influence both the flow regime and the dynamics of individual grains in the running water. The flow regime is characterized by Froude and Reynolds numbers that depend on the flow velocity u (ranging between 0.001 and 0.1 m.s^{-1}), the hydraulic radius R (which is about the flow height, 0.1-2 mm) and the kinematic viscosity of the sediment mixture ν . If the kinematic viscosity is taken as that of pure water, the Froude number F_r lies in the range 0.01 and 3 (sub to super critical flow) and the Reynolds number R_e is 200 maximum (laminar flow). In the case of mudflow, the mixture kinematic viscosity is much larger (up to 1000 times the viscosity of clear water, [Coussot, 1997]), the flow is likely to be strongly laminar with Reynolds numbers possibly smaller than 1.

Particle fall velocity is likely to be very low because (1) particle size is very small, (2) sediment mixture viscosity may be quite large, and (3) small particle can even be sustained by a non-negligible sediment-mixture yield stress [Coussot, 1997]. It is thus likely that, once a particle enters into the suspension flow, it is re-deposited far from its source. However, as observed in the experiments by Whipple *et al.* [1998], flows with very low Reynolds number can leave particles near the bed while, in theory, they should have been transported in a suspended mode. Thus the main transport mode of particles is likely to be bedload; occasionally, suspended load may occur in response to slightly turbulent flow generated in the vicinity of strong slope variations. This latter case is restricted to transient phases of topographic evolution.

Mass movements of small amplitude were observed near the box boundaries during the early stages of surface evolution. However, in comparison to runoff erosion and transport the corresponding flux is negligible.

2.3 Experimental Protocol

For each experimental run, a known and constant weight of material is poured in the erosion box, slightly compacted and wetted until saturation is reached to ensure a steady-state and uniform infiltration rate during the run. An initial surface is then formed by randomly pouring material in order to generate a surface with a roughness (standard deviation of the elevation) ranging from 0.3 to 0.9 mm. During the experiments, photography and DEM acquisition are performed at intervals which depend on the rate of surface change (e.g., between 3 and 40 minutes), generating at least 8 and up to 26 stages of surface records (Table 2). Results from 12 experiments are reported in this study. These are grouped into 2 main thematic series as a function of the uplift input history: (i) relaxation experiments (series R, 6 experiments) for which the initial surface is uplifted first, and evolved afterwards by the sole effect of erosion, and (ii) continuous uplift experiments (series C, 6 experiments) on which a spatially uniform uplift is applied. The initial surface was either random (series RR and CR) or shaped during an earlier experiment (series RE and CE). In the latter case, the initial drainage area is entirely connected to boundary conditions; we use the term ‘eroded’ to

Table 2. Experimental conditions and results

Experiment	Initial Surface	Uplift rate (cm.h ⁻¹)	Nb DEMs	C _{s,ini} (%)	τ _{Cs} (min)	<h> _{ini} (cm)	<h> _{eq} obs (cm)	τ _h (min)	<h> _{eq} fitted (cm)
RR1	Random	0	9	8	9.6±0.2	3.01	1.08	65.3±24 ^b	1.02±0.02 ^b
RR2	Random	0	11	25	8.9±0.2	2.03	1.15	17±3	0.98±0.11
RR3	Random	0	17	5	5.4±0.3	2.93	0.90	20±2 ^a	0.98±0.02 ^a
RE1	Eroded	0	8	100	NA	2.91	1.14	10.6±0.4	1.11±0.02
RE2	Eroded	0	8	100	NA	3.34	1.16	12.5±0.3	1.02±0.02
RE3	Eroded	0	10	100	NA	4.07	0.99	12.5±0.5	0.94±0.03
CR1	Random	5	25	41	11.8±0.4	0.94	3.18±0.03 ^c	31.6±1.9 ^a	4.16±0.12 ^a
CR2	Random	2	21	75	8.9±0.2	1.00	1.97±0.09 ^c	28.8±1.6 ^a	2.13±0.04 ^a
CR3	Random	1	13	20	11.8±0.3	0.79	1.58±0.03 ^c	26.7±2.6 ^a	1.58±0.04 ^a
CR4	Random	0.5	9	43	NA ^d	0.84	1.39±0.03 ^c	NA ^d	NA ^d
CE1	Eroded	3	13	100	NA	1.44	2.30±0.04 ^c	NA ^e	NA ^e
CE2	Eroded	2	13	100	NA	1.57	1.87±0.06 ^c	13.0±1.8	1.90±0.03

^a : Determined from time < 30'. ^b : Determined from exponential fit for C_s > 99 %.

^c : Average of mean surface elevations when C_s > 99 %. Error is standard deviation.

^d : record failure at the beginning of the experiment. ^e : non-exponential evolution.

designate these initial topographic conditions. Various uplift step (series R) or uplift rate (series C) were studied (table 2). Other experimental inputs (precipitation rate, material type) were held constant.

2.4 Topographic Analysis

For the macroscopic description of the system, we compute the mean elevation and the area of the surface which effectively contributes to outflow. The latter parameter is defined as the surface percentage hydraulically connected to system boundaries; it is called C_s, the surface connectivity. C_s is computed from the DEM using a numerical code analogous to the walker model developed by Darboux et al. [2002] for which a given rain amount is poured on top of the surface that either fills surface holes or runs to boundary conditions. C_s is equal to the flow ratio that runs outside; it is calculated by applying a “rainfall” equal to the vertical accuracy of laser measurements (e.g., 100 μm) in order to fill the holes due to DEM errors.

For steady-state topographies, the detailed features of the surface were characterized using the length-area scaling relationship (also known as Hack’s law [Hack, 1957], when it is a power-law relationship) and the area-slope relationship [Willgoose et al., 1991a]. Hack’s law is adequately modeled by a power law between mainstream length and drainage area whose exponent characterizes the degree of flow convergence [Rigon et al., 1996]. The area-slope relationship is also found to be a power law, whose expression at steady-state depends solely on the erosion-transport processes and uplift rate [Lague et al., 2000; Willgoose et al., 1991a]. Drainage area is computed using an algorithm of convergent flow which proved to be very efficient because of high precision of digital topographies; local slope is calculated over two adjacent pixels in the steepest direction (e.g., over a constant horizontal length of 1 mm). When plotting the area-slope points for the whole surface at steady state, one observes a large data scatter which is related to (1) locally incomplete steady state, or (2) spatial variability of material property and rainfall intensity, or (3) small DEM errors which affect local slope measurement and drainage area calculation [Lague et al., 2000]. By applying a random noise on top of topographies, we found that DEM errors can be responsible for the whole data scattering. A smoothing procedure is then applied by averaging slope in logarithmically-spaced intervals of drainage area. The same method is applied to the mainstream length for Hack’s law. The parameters of the power laws are estimated from these averaged relationships.

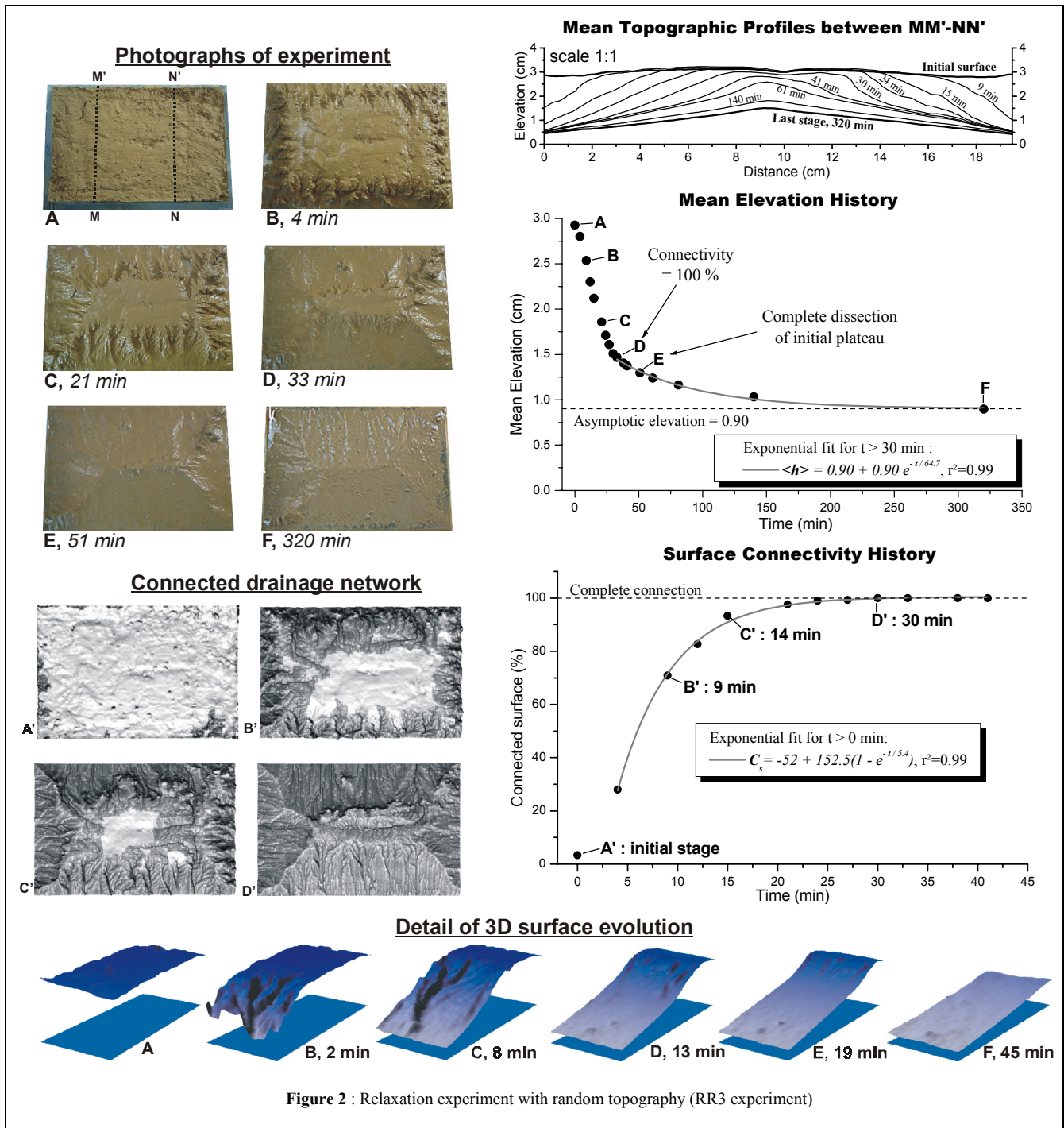
3. Experimental Results on Transient Dynamic

3.1 Relaxation experiments

In this section we describe the evolution of two experiments that differ from their initial surface shape (plateau with either a random roughness or an ‘eroded’ topography). For both experiments, the initial boundary conditions are near-vertical edges, and time zero corresponds to the onset of precipitation. The experiments allow to specifically study the impact of initial conditions on the macroscopic evolution.

3.1.1 Random initial topography

The sequence of photographs (fig.2) shows that, rapidly after the beginning of the experiment (stage A), small parallel incisions initiate at the boundaries (stage B). These incisions propagate upstream perpendicularly to the plateau edge and progressively individualize into a deeply incised, arborescent valley network (stage C). Downstream of the incisions, the topographic slopes decrease gently with a very finely imprinted drainage network. During further incision, crest lines progressively establish diagonally from each corner (stage D). After ~50 min, the plateau is completely dissected (stage E) and the topography declines slowly towards a state of no erosion (stage F). In plan view, the drainage network remains approximately stable during this last phase.



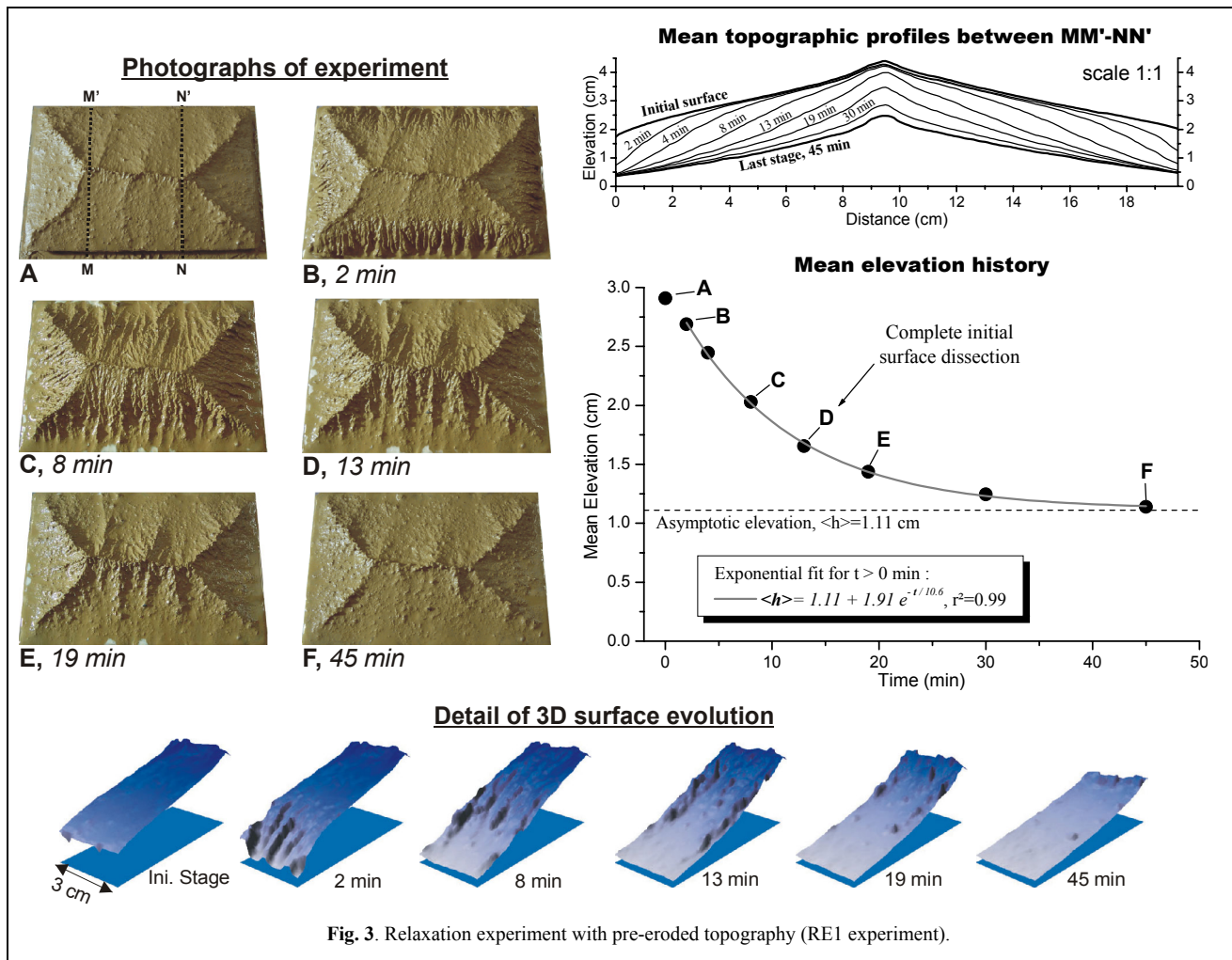
For the first 50 min, the sequence of cross-section evolution (fig.2, right) shows that (1) the initial plateau is progressively trimmed, (2) the actively eroded zone is mostly straight or concave with a slope that is progressively decreasing, and (3) a stable profile, with no net erosion, grows inwards from the downstream boundaries. After ~60 min, the initial plateau totally disappears, and the whole topographic profile decreases quite homogeneously down to the eventual stable profile.

Macroscopically, the mean surface elevation continuously decreases with two different phases of evolution (fig.2c): during the first 30 min, mean elevation decreases almost linearly (stages A, B, C, D), while after 30 min, it decreases exponentially towards a final elevation of 0.90 cm:

$$h(t) = h_{\text{limit}} + (h(t_0) - h_{\text{limit}}) * \exp\left(-\frac{t - t_0}{\tau_h}\right) \quad (1)$$

with $h(t)$ the mean elevation, t_0 any time at which the exponential model is valid, h_{limit} the final elevation at infinite time, and τ_h the characteristic time scale of the exponential decrease (stages E,F). The first phase erodes almost 75 % of the total eroded volume during one tenth of the experiment duration. Note that the total disappearance of the initial plateau occurs significantly later than the beginning of the exponentially-decreasing phase, and it does not correspond to any particular stage of the mean elevation evolution.

Surface connectivity (fig.2d,e) increases approximately exponentially, starting from 3 % of connected surface towards complete connectivity (stage D'), with a characteristic time of about 5 min. Spatial distribution of connected surface (fig.2d) shows that the connectivity increase is not spatially uniform, and that the unconnected area does not form a contiguous zone. Connectivity growth proceeds by capture of internally drained areas by the growing incisions, with numerous drainage network reorganizations. The complete connection is achieved after 30 min, right at the transition between the two phases of the mean elevation evolution. This suggests that surface connectivity exerts a major control on the macroscopic experiment evolution.



3.1.2 Organized initial topography

In order to test the effect of changing drastically the initial topography, we have re-used some previously eroded experiments by raising their surface. The pre-eroded surface makes the connectivity complete even at the initial stage, and the initial drainage network organisation in plan view was found to almost keep its initial organization throughout the experimental run (fig.3a). Compared to the previous experiment, the dynamic of incision growth is qualitatively similar except that the size and spacing of incisions are more uniform, and their propagation is faster (fig.3a). Successive cross-sections (fig.3b) show that the profile evolution is analogous to random experiments, with an active erosion zone moving inward and widening like a ‘spreading’ wave. Downstream of the active erosion zone, there is no net erosion and the topographic profile tends to its eventual shape. Upstream, there is no erosion either, up to the point when the erosion ‘wave’ reaches the center of the experiment. Then, the crest altitude begins to decrease.

From 2 min until the end of the experiment, the mean elevation decreases exponentially (eq.1) towards a limit of 1.11 cm, with a response time scale of 10.6 min. As for experiment RR3, the onset of crest erosion, which marks a complete erosion of the experiment surface (stage C), does not correspond to any specific point of the mean elevation evolution. Note that the topography is eroded on average 3 times faster in these experiments than in RR3, even though the initial average altitude is identical.

3.1.3 Discussion of the ensemble of relaxation experiments. Effect of initial topographic conditions

By changing the initial elevation and initial surface connectivity, we aim to explore the impact of initial conditions on the macroscopic behavior. We mostly concentrate on three main parameters that are described in the previous paragraphs: the characteristic time of the mean elevation decline, the limit elevation, and the characteristic time of connectivity development. The results are synthesized in Table 2 for the six relaxation experiments.

A first remarkable result is that the final height is about 1 cm for all the 6 relaxing experiments whatever the initial topography (height and organization). This limit elevation is likely related to an intrinsic threshold of the erosion law below which no erosion occurs. The limit elevation is thus expected to be independent of initial topographic conditions, while it may obviously depend on the system size or on the drainage organization.

For the experiments of the RE series, the characteristic time of the mean-elevation exponential decrease (τ_h in eq.1 and table 2) is independent of the initial altitude of the pre-eroded surface (fig. 4). In contrast, experiments starting with a random topography (series RR) have a slower evolution, with τ_h of the order of 20 min for experiment RR2 and part of RR3, or 65 min for experiment RR1 and the last stages of RR3 (fig. 5). The difficulty with these random experiments is that most of the erosion (up to 75%) is achieved when the drainage network is being established, that is during the connectivity phase; and the final exponential decrease, if any, is characterized only by a couple of topographic records.

The interpretation of these results in terms of erosion laws is not straightforward. Davy and Crave [2000] found that the characteristic time scales of topographic decline depend on erosion law parameters, system size as well as drainage organization, but not on initial elevation. They restrict their studies to the case of erosion laws that depend linearly on slope without a threshold; it is however reasonable to suggest that a dependency on initial topographic height reveals a non-linear dependency of erosion law on slope. The

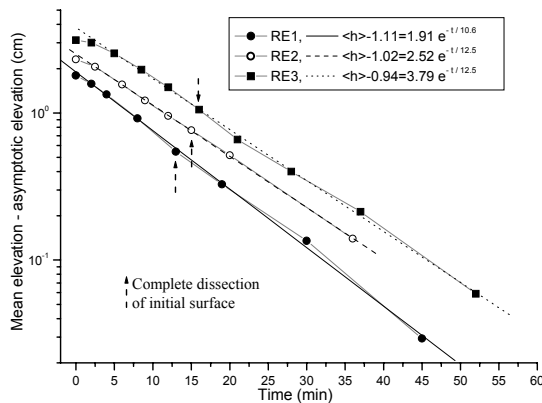


Fig. 4. Mean elevation history obtained from experiments of series RE, and exponential fits in semi-log diagram. The arrows indicate the connection of opposite incisions. Data represent the mean elevation minus the asymptotic elevation deduced from the exponential fit.

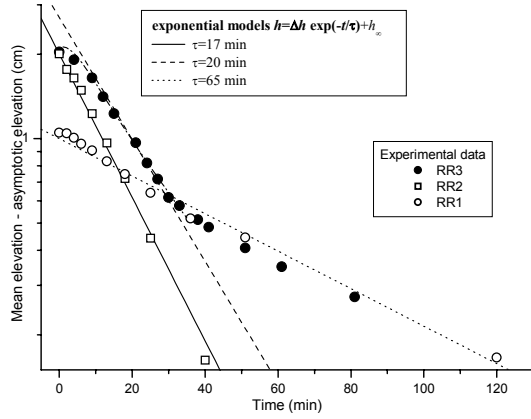


Fig. 5. Mean elevation history of serie RR, and exponential fits in semi-log diagram.

experiments of the RE series address directly this issue since the drainage network organization neither evolves nor changes from one experiment to another. Apart from the effects due to a threshold, the fact that the erosion time scale does not depend on initial elevation seems to indicate a linear dependency of the erosion law on slope.

The random experiments give insights into the organization phase of the drainage network. Fig.6 shows that the percentage of surface that remains unconnected to system boundaries decreases roughly exponentially with a time scale τ_c (table 2) varying between 5.4 and 9.6 min. There is no clear correlation between τ_c and the initial connectivity or mean elevation. The transitions that are observed in the evolution of the mean elevation (fig.5) approximately coincide with the completeness of drainage connectivity. This again emphasizes the role of drainage organization on dynamics of the system.

3.2 Continuously uplifted experiments

3.2.1 Detailed description of a typical experiment

Here we describe in detail one experiment whose initial conditions are a slightly convex plateau with random rugosity, and an uplift rate of 5 cm.h^{-1} . Pictures of the surface (fig.7a) show that small parallel incisions progressively dissect the plateau (stage B), and coalesce forming large and arborescent valley networks (stage C). Unlike the relaxation experiments, continuous uplift maintains large relief near the system boundary and steep topographic profiles (stage D). As further aggregation of elementary incisions occurs, only 3 to 4 main drainage basins remain on each box length. These 4-5 cm width basins are finely incised by mm scale rills (stage E-F). After approximately 60 min, the initial plateau is completely dissected and the topography remains constant.

Mean topographic profiles taken in the central zone (fig.7b) illustrate this two-phase evolution : during the first 36 min, the incision zone progressively extends into the uneroded plateau and slopes more and more steeply until reaching a limiting slope of about 25° (Stage D). After 36 min, we observe a small retreat of the

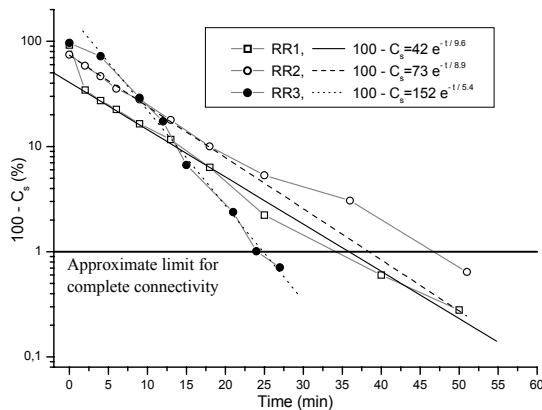
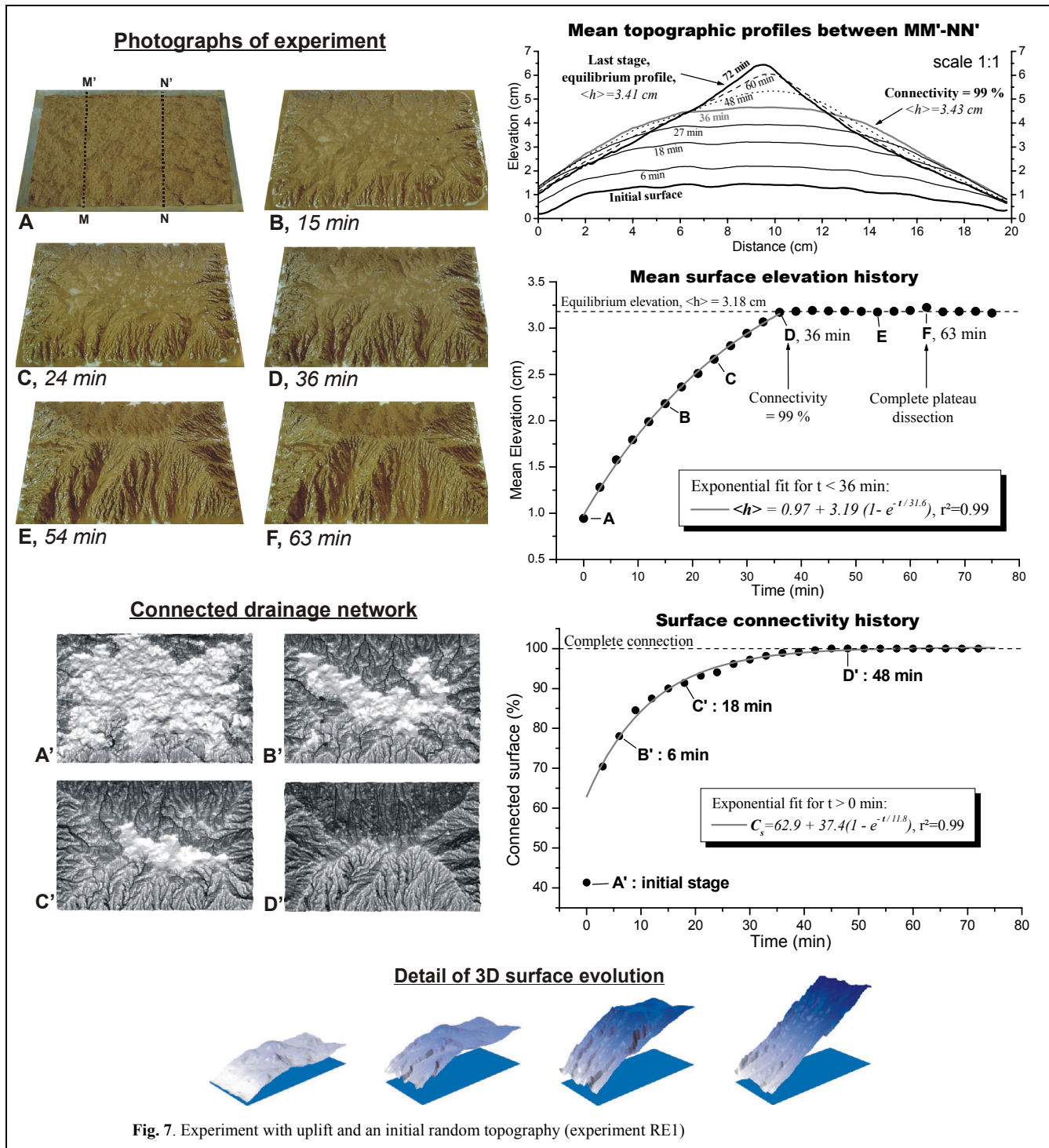


Fig.6. Connectivity evolution for RR experiments on a semi-log diagram, and exponential fits. The threshold of connectivity is chosen to be equal to 1% because of small errors in DEM.



topographic profile that becomes weakly, but significantly, concave while the remnants of the plateau are eroded.

The mean elevation exhibits also a two-phase history (fig.7c). Up until 36 min, it increases in accordance with eq.1 with a time scale of about 32 min (see also fig. 9 and its legend). After 36 min, the mean elevation becomes suddenly constant at about 3.18 cm. This stage, which is de facto a macroscopic steady state, lasts until the end of the experiment while the topographic profile continues to evolve (fig.7b). Drainage connectivity increases continuously during the whole evolution in a way that can be fitted by a single exponential function (fig.7c). The time scale of this exponential increase is 11.8 min. The transition between the two phases observed on the mean-elevation evolution occurs for a connectivity of 99 %.

At the end of the experiment after about 1 hour, the topography have reached a roughly constant form. The basic organization of the drainage basins remains stable as well as the average topographic shape, which strongly suggests local steady state. Only at the very local scale does one observe very small lateral movements of the fine rill structure.

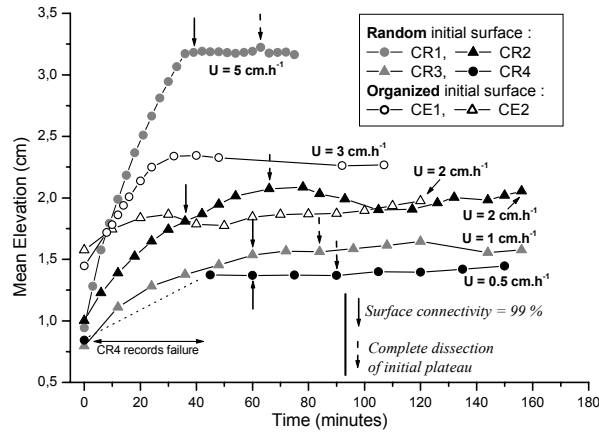


Fig. 8. Mean elevation history of continuous uplift experiments. A more or less constant elevation is reached after some time. Note that the incisions connect significantly later than the stage of complete drainage network connectivity and the onset of mean elevation stabilization.

3.2.2 Discussion on the complete series of uplifted experiments

By repeating this experiment with various uplift rates and initial surfaces (fig.8), we observe the following patterns:

For the CR series (initially random topography), two phases of evolution are systematically observed (figs.8 and 9). The first phase is adequately modeled by an exponential function (eq.1). Fig.9 demonstrates the model validity, with a characteristic time scale of about 30 min for all the 3 CR experiments. Fig. 9 also shows that a break in the exponential decrease occurs after about 40-50 min. During this second phase, the mean elevation is about constant but the landscape is still evolving (see in fig.8 the time when the dissection of the initial plateau ends up). The transition between the two phases coincides with the completeness of drainage connectivity (fig.9). Note that the steady-state phase shows some oscillations of the mean elevation around the long term average (e.g. experiments CR1, CE1 and CR4). This may be due to small variations of the rainfall intensity, something that we have detected when monitoring the rainfall device.

During the growth phase, surface connectivity increases exponentially with characteristic time scales varying between 10.8 and 14.5 min (fig.10). No systematic correlation between this time scale and the uplift rate is observed.

The CE series is not as well documented for technical reasons. The topographies also tend to a dynamic equilibrium with a characteristic time scale of about 13 min for experiment CE2 ($U=2 \text{ cm.h}^{-1}$, see fig.9 and Table 2), and about 20-30 min for CE1 ($U=3 \text{ cm.h}^{-1}$, see fig.8). Only experiment CE2 follows the exponential model of eq.1 before reaching equilibrium, with a time scale that is consistent with the one measured during relaxation experiments, and larger than for random initial topography. The difference between CE1 and CE2 is not understood.

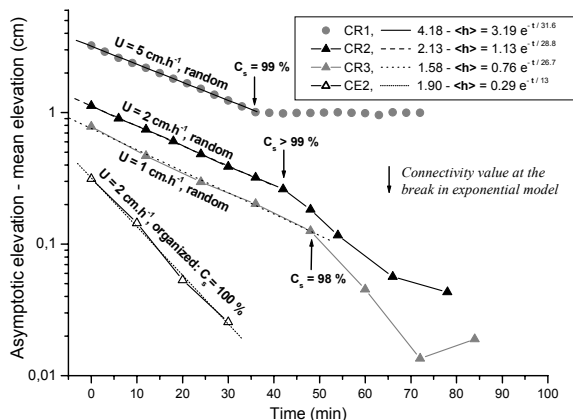


Fig.9. Mean elevation history of CR experiments in a semi-log diagram. To underline the exponential behavior, we plot the asymptotic elevation minus the mean elevation. Note the shift from exponential decrease to more or less constant elevation in the vicinity of complete connectivity.

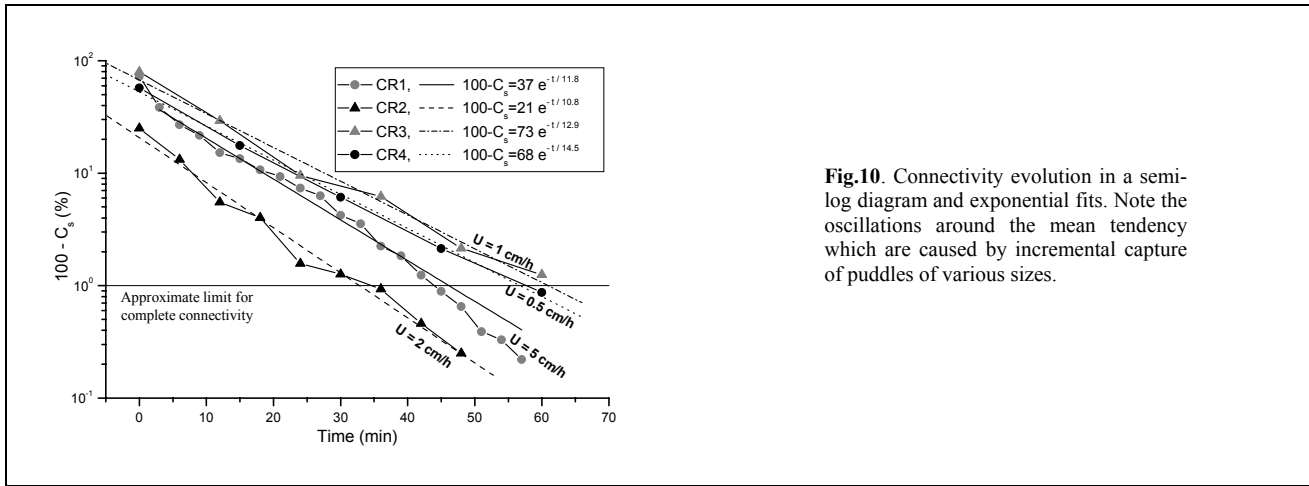


Fig.10. Connectivity evolution in a semi-log diagram and exponential fits. Note the oscillations around the mean tendency which are caused by incremental capture of puddles of various sizes.

3.3 The mean-elevation history

In this paragraph, we especially focus on the mean-elevation history that is on a macroscopic overview of landscape evolution. An interpretation of the topographic organization is presented in the next section.

Whatever the conditions, the mean elevation tends towards a constant elevation value which depends on the applied uplift rate, and apparently only on that parameter. The eventual equilibrium state corresponds either to a limit elevation for which no erosion occurs that we called a resting state, or to a steady-state, also known as dynamic equilibrium [Hack, 1960], for which erosion compensates uplift either on average (macroscopic steady state) or in any place of the system (local-scale steady state).

We have calculated the mean elevation as the average over the last three stages for all experiments, and we have plotted it against uplift rates. We obtain a remarkably linear relationship, presented in fig.11:

$$\langle h \rangle_{eq} = h_u + \tau_u U, \quad (2)$$

with $h_u = 1.19$ cm, and $\tau_u = 23$ min. Note that this relationship holds for all experiments whatever the initial surface, demonstrating that the equilibrium stage is independent on initial conditions. The prediction made at $U=0$ from uplift experiments is roughly consistent with the limit height observed in relaxation experiment.

The time scale τ_u is identical to the time scale τ_h of eq.1 if the average-altitude variation results from a simple first-order differential equation such as:

$$d\langle h \rangle / dt = (h_{limit} - \langle h \rangle) / \tau \quad (3)$$

for which τ is equal to both τ_h and τ_u . Indeed we observe that, for 5 experiments over 10, τ_h is between 20 and 30 min, that is consistent with τ_u considering the difficulty to perform the fit, and especially the uncertainty related to the determination of the height limit. For the four experiments of the CE and RE series –that is with a pre-eroded initial topography–, the time scale τ_h is about 10-15 min, that is slightly but significantly less than τ_u . At last, it remains one experiments of the RR series for which τ_h is 65 min, much larger than τ_u . These discrepancies show that the first-order model of eq. (3), although not totally inconsistent

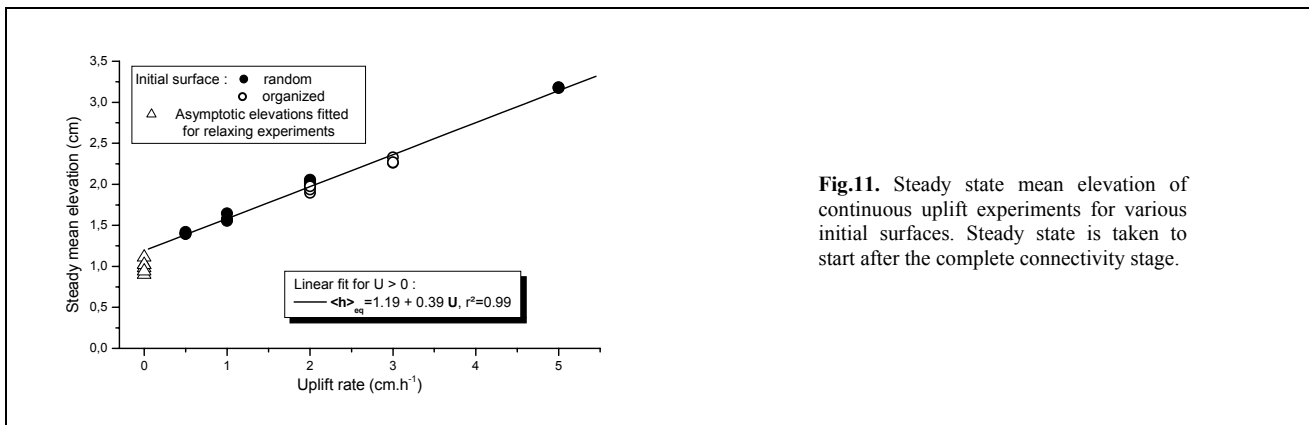


Fig.11. Steady state mean elevation of continuous uplift experiments for various initial surfaces. Steady state is taken to start after the complete connectivity stage.

with experimental results, is too simplistic to account for the whole model dynamics. Evolution of the system connectivity, drainage-network reorganizations, or height variations observed after the macroscopic equilibrium topographies, render processes that cannot be simply modeled with an equation as simple as eq.(3).

4. Steady-state Topographies

In this chapter, we propose to quantify more precisely erosion-transport processes from steady-state topographies. The method we used is based on the assumptions that the erosion flux is known in every place at steady state since it exactly compensates the applied uplift, and that the basic parameters of erosion fluxes are local slope and drainage area (a proxy for the local water flow) only, that can be directly quantified from topographic data field. Drainage areas and local steepest slopes were calculated with a flow-routing algorithm from recorded DEM.

4.1 Drainage organization

The drainage organization is both an outcome and a control of the bulk dynamics. We quantify it by calculating the Hack's law that is the relationship between mainstream length and drainage area for all subbasins. The Hack's law depends both on the anisotropy of basin shape, and of its scaling with basin area.

For all experiments, we found that Hack's law is not significantly dependent on uplift rate (fig.12), and on initial surface conditions. For areas smaller than 10 mm², the mainstream length increases almost linearly with drainage area, indicating that flow lines are roughly parallel. For larger areas, the mainstream length increases as the square root of the drainage area indicating a tree-like convergent structure of the flow. The Hack exponent is in the range of values computed for natural basins [Rigon *et al.*, 1996]. The independency of the drainage organization with uplift has already been recognized in natural systems [Hurtrez *et al.*, 1999], and demonstrates that the mechanisms that make the drainage-network organization are independent of bulk erosion intensity, and in particular of sediment concentration.

4.2 Slope-area relationships

We calculate the mean area-slope relationship for the three last surfaces of each uplift experiments (fig.13). Our first observation is that, for drainage areas greater than 1 mm² and for uplift rates ranging between 0 and 3 cm.h⁻¹, the mean local slope decreases with drainage area according to a power-law relationship:

$$S = k A^{-\theta}, \quad (4)$$

where k is called the steepness index and θ the area-slope exponent or concavity index [Snyder *et al.*, 2000]. This power-law relationship is valid across the whole range of drainage areas suggesting that there is only one erosion mechanism that shapes topography across all scales. There is no indication of diffusive processes such as rainsplash erosion, since the gradients of the area-slope relationship are always negative [Willgoose *et al.*, 1991a].

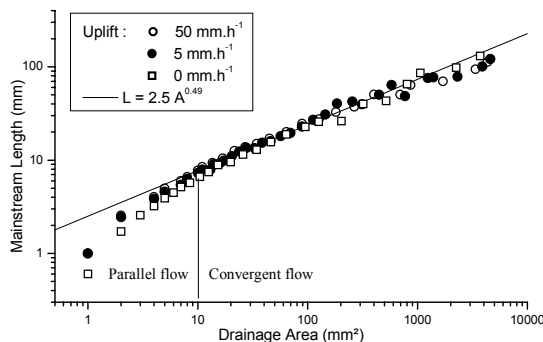


Fig12. Mainstream length evolution in function of drainage area for three experimental basins (CR1, CR4 and RR3).

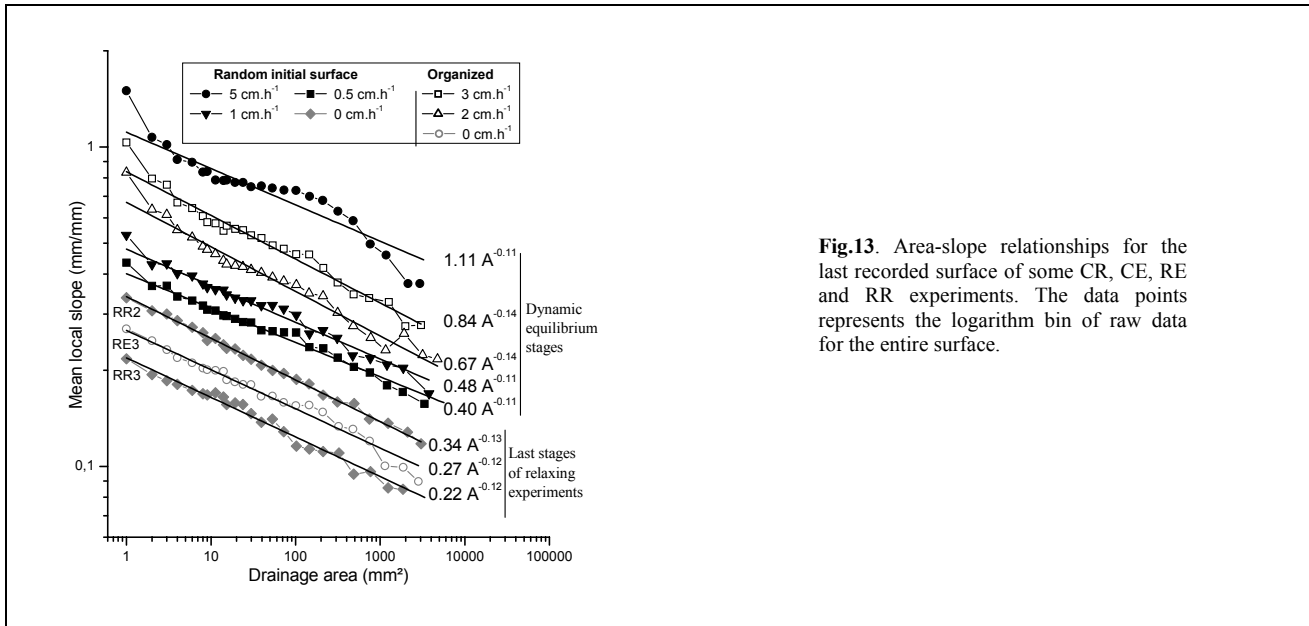


Fig.13. Area-slope relationships for the last recorded surface of some CR, CE, RE and RR experiments. The data points represents the logarithm bin of raw data for the entire surface.

Careful analysis of θ and k , shows: (i) that θ is equal to 0.12 ± 0.01 whatever the uplift rate and the initial surface conditions (fig.14), (ii) that for strictly positive uplift rates, k is proportional to uplift rate (fig.14):

$$k = 0.334 + 0.158 U, \quad (5)$$

where U is in cm.h^{-1} and k is in $\text{mm}^{0.24}$.

Relaxation experiments are about consistent with uplifted ones, with a steepness index that either fits eq. (5), or is slightly smaller than the value predicted at $U=0$. Given that the relaxation stages we consider may be not completely at resting state (the observed value of $\langle h \rangle_{\text{eq}}$ is larger than the one predicted by an exponential decrease, table 2), a steepness index of 0.22-0.25 is more likely for relaxation experiments, as calculated for experiment RR3 for which the relaxation steady state is effectively reached (fig.5). There is no significant difference in the area-slope exponent θ between uplifted and relaxation experiments.

Given that the drainage network organization is independent of uplift rate, local topography responds to uplift by changing its local slope according to upstream area and uplift rate. The fact that the area-slope relationship is a power law, and that the power-law exponent is independent of scales and of uplift rates (fig.

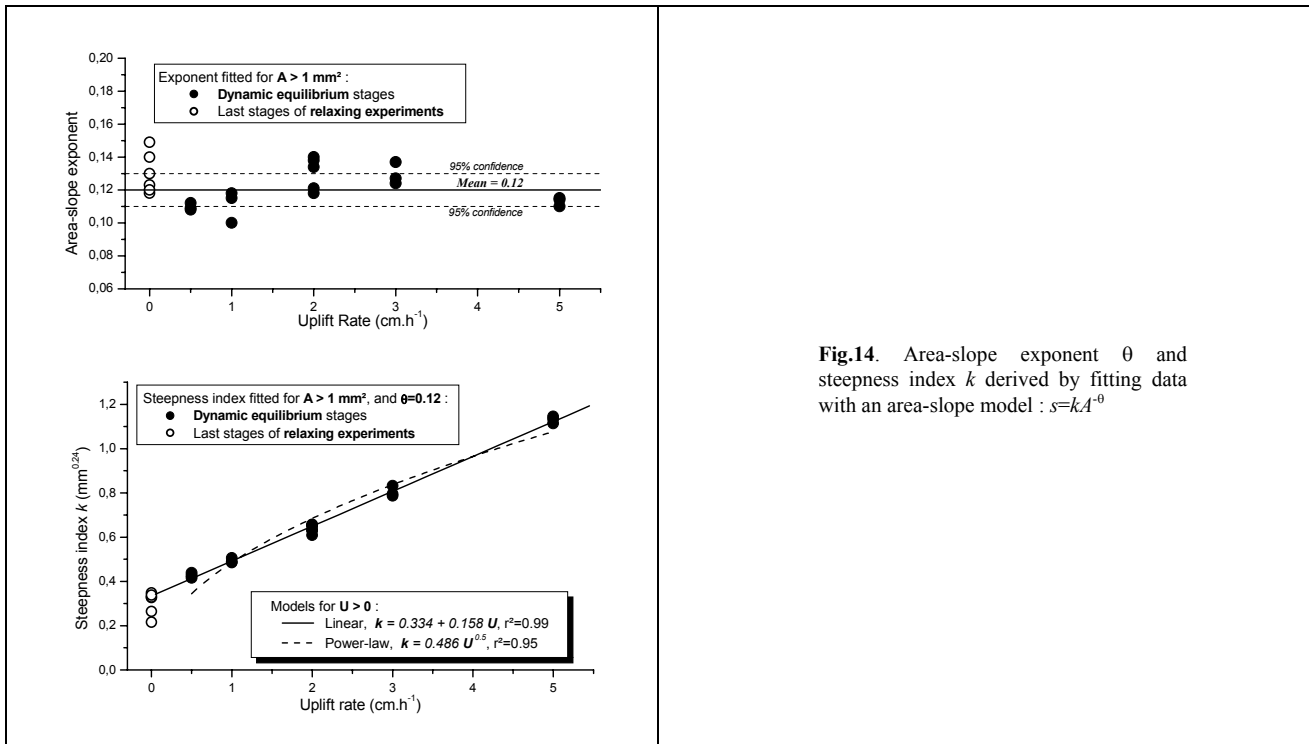


Fig.14. Area-slope exponent θ and steepness index k derived by fitting data with an area-slope model : $s = kA^{-\theta}$

14), strongly indicates that the steady-state topographies are shaped by a single erosion-transport process, that is runoff erosion.

5.1 Theoretical interpretation

5.1.1 Stream Power Law model

We elaborate on the previous results in defining a set of equations that quantifies the sediment transport processes at dynamic equilibrium. In the following, we assume that topography has reached a complete local steady-state, i.e. in each point of the system, erosion totally balances uplift. To understand the previous results, we need to know precisely the sediment transport mode, in particular the average travel distance of a particle once it has been detached. Since we have not yet access to this characteristic, there is no unique solution for the erosion model (cf paragraph 1.2). We thus explore two end-member models: the first which considers that the particle travel distance is short, or that the particle velocity is smaller than flow velocity (bedload transport belongs to this category that is generally called transport-limited model), and the second which considers that the flow can transport a particle over long distances once detached (equivalent to suspended load transport and generally called detachment-limited model). In the former case (transport-limited), at steady state the sediment discharge Q_s is equal to the upstream volume of sediment uplifted per time at any point of the topography:

$$Q_s = UA. \quad (6)$$

In the latter case (detachment-limited), detachment rate E (or incision rate) is simply equal to uplift rate:

$$E = U. \quad (7)$$

Defining the expressions for Q_s and E in terms of the physical variables of flow is a key issue in geomorphology. The most commonly used formula is the stream-power law, where the sediment flux or the detachment rate is a function of the water discharge Q_w , to a power m , and of the topographic gradient S to another power n . m and n are exponents that control the topography dynamics and shapes. The stream power-law model is widely used in large-scale geomorphological studies [Howard *et al.*, 1994; Kirkby, 1971; Lague *et al.*, 2000; Smith and Bretherton, 1972; Tarboton *et al.*, 1992; Whipple and Tucker, 1999; Willgoose *et al.*, 1991a], as well as in soil erosion studies [Govers, 1992b; Hairsine and Rose, 1992]. In our experiments, the existence of a remaining elevation in relaxation experiments demonstrates that a particle detachment threshold have to be incorporated into the stream power law expression. We propose the following expressions for the transport-limited and detachment-limited models respectively:

$$\left. \begin{array}{l} \text{if } Q_w^m S^n < Q_c, \text{ then } Q_s = 0 \\ \text{if } Q_w^m S^n > Q_c, \text{ then } Q_s = k_s (Q_w^m S^n - Q_c)^r \end{array} \right\} \quad (8a)$$

$$\text{and} \quad \left. \begin{array}{l} \text{if } Q_w^{m'} S^{n'} > E_c, \text{ then } E = 0 \\ \text{if } Q_w^{m'} S^{n'} > E_c, \text{ then } E = k_e (Q_w^{m'} S^{n'} - E_c)^{r'} \end{array} \right\} \quad (8b)$$

for the sediment flux and detachment rate respectively. In the above equations, k_s and k_e are transport and detachment coefficients respectively, which includes the effect of material cohesion, material density and channel geometry, Q_c and E_c are thresholds whose dependency with slope and water flux is yet unknown and m, n, r, m', n', r' are exponents. Since the rainfall is steady and roughly uniform, the water discharge Q_w is equal to the product of drainage area by precipitation rate. Introducing eqs (6) and (7) in eqs (8) gives:

$$k_s (p^m A^m S^n - Q_c)^r = UA, \quad (9a)$$

$$\text{and} \quad k_e (p^{m'} A^{m'} S^{n'} - E_c)^{r'} = U, \quad (9b)$$

which gives the following expressions for the slope-area relationship, in the transport-limited and detachment-limited cases respectively:

$$S = \left(p^{-m} Q_c + p^{-m} \left(\frac{U}{k_s} A \right)^{1/r} \right)^{1/n} A^{-\frac{m}{n}}, \quad (10a)$$

and

$$S = \left(p^{-m'} E_c + p^{-m'} \left(\frac{U}{k_e} \right)^{1/r'} \right)^{1/n'} A^{-\frac{m'}{n'}} \quad (10b)$$

Equations (10) predict a relationship between slope, drainage area and uplift rate consistent with experimental results (eq.5). By identifying corresponding terms of eqs. (10), we obtain the following expressions of the sediment flux Q_s , and of the detachment rate E for the transport-limited and detachment-limited models respectively:

$$Q_s = \frac{1}{0.0158} (A^{1.12} S - 0.334 A), \quad (11a)$$

$$E = \frac{1}{0.0158} (A^{0.12} S - 0.334), \quad (11b)$$

where the spatial unit is millimeter, and time unit is hour. For both equations, sediment fluxes depend linearly on slope. Note that fitting a power-law relationship (i.e., erroneously assuming that threshold is negligible) to the steepness index relationship (fig.14) gives very different exponents of $n=2$ and $m=1.24$ for the transport-limited model, and of $n'=2$, $m'=0.24$ for the detachment-limited model.

5.1.2 Critical shear stress for incipient motion

For relaxation experiments, the resting surface is such that the basal shear stress is equal to the critical shear stress of particle detachment τ_{cr} everywhere on the surface. Assuming a steady laminar flow, and a power-law relationship between flow width and drainage area $w = \beta A^d$, a theoretical derivation of the area-slope relationship would give (Appendix A) :

$$S = \frac{\tau_{cr}^{3/2}}{g \rho_w^{3/2}} \left(\frac{8\beta}{pkv} \right)^{1/2} A^{-\frac{1-d}{2}},$$

where k is a dimensionless friction factor (of the order of 20). This expression predicts an area-width exponent d of 0.7, close to the empirical exponent of 0.5 obtained for natural [Leopold and Maddock, 1953] and experimental alluvial rivers [Schumm et al., 1987], or measured in bedrock river (0.6, [Snyder et al., 2000]). τ_{cr} is then determined from the steepness index of relaxing topographies at steady state, k_0 :

$$\tau_{cr} = \left(k_0^2 \frac{pkvg^2 \rho_w^3}{8} \right)^{1/3} \beta^{-\frac{1}{3}},$$

or $\tau_{cr} \approx 2.7 \beta^{1/3}$. Assuming that β varies between 0.1 and 10 (in order to obtain realistic values of channel width), the corresponding critical shear stress varies between 1 and 6 Pa, in the range of estimated values for fine-grained soil erosion [Govers, 1992a].

5.1.3 Mean elevation - uplift rate relationship

We can now easily bridge the gap between the slope-area relationship and the linear relationship between mean elevation at steady state and uplift rate. By using the slope-area relationship and Hack's law, we can calculate the form of a profile of the topography as a function of uplift rate [Whipple and Tucker, 1999]. Integrating the slope from the crest ($x=0$) gives the elevation at any point of the stream profile:

$$h(x) = - \int_0^x (a + bU) A(x)^{-\theta} dx + h(0),$$

where $a=0.334$, $b=0.0158$ and $\theta=0.12$, and $A(x)$ is given by Hack's law $A(x)=x^2/c$. Given that $1-2\theta \neq 1$, $h(x)$ can be integrated over x to give :

$$h(x) = h(0) - \frac{(a + bU)}{(1 - 2\theta)c^{-2\theta}} x^{1-2\theta}. \quad (12)$$

If L is the total profile length, we can derive the basin relief that is the elevation difference between crest and outlet:

$$h(0) - h(L) = \frac{L^{1-2\theta}}{(1 - 2\theta)c^{-2\theta}} (a + bU). \quad (13)$$

The relief is shown to be proportional to uplift, and to keep a strictly positive value in relaxation experiments ($U=0$). The mean profile elevation is:

$$\langle h \rangle_p = \frac{1}{L} \int_0^L h(x) dx$$

By using eqs. (12) and (13), $\langle h \rangle_p$ becomes:

$$\begin{aligned} \langle h \rangle_p - h(L) &= \frac{(a + bU)}{L(1 - 2\theta)c^{-2\theta}} \int_0^L (L^{1-2\theta} - x^{1-2\theta}) dx \\ &= \frac{L^{1-2\theta}}{(2 - 2\theta)c^{-2\theta}} (a + bU) \end{aligned} \quad (14)$$

Note that, although difficult analytically, it is technically possible to integrate over the complete basin in order to estimate its mean elevation. By comparison to $\langle h \rangle_p$, the mean basin elevation would have a different scaling with L , but a similar linear dependency with the uplift rate U . The latter comes from the linear relationship between sediment flux (resp. detachment rate) and local slope ($n=1$, eqs (8) and (11)).

Eq. (14) gives thus a rationale to eq. (2), and to the parameters k_u and τ_u , which are the remaining elevation in the absence of uplift and a characteristic time scale, respectively. Considering the theoretical expression of a and b given by eq (10), we find that eq. (14) predicts that both τ_u and k_u would increase (i) by increasing system size, (ii) by decreasing precipitation rate, and (iii) by decreasing erosion transport efficiency k_s (k_e resp.).

4.3 Discussion

4.3.1 Comparison with surface process modeling predictions

Given that runoff erosion in our experiments obeys a stream power-law model, the set of experiments provides a physical framework for testing important outcomes of surface process models, in particular of theoretical works based on this stream-power formulation of erosion-transport processes. In contrast to geometries at steady state that can be derived analytically [Willgoose *et al.*, 1991a], the transient dynamics remain a key issue for which experiment dynamics, even if not perfectly analogous to natural systems, may provide some interesting information. For instance, experiments confirm that in the case of stable and connected drainage network, and of detachment rate proportional to local slope, the mean elevation evolves exponentially with time, with a characteristic time scale independent of initial uplift step, and of uplift rate [Davy and Crave, 2000; Kooi and Beaumont, 1996; Whipple and Tucker, 1999]. It also demonstrates that surface connectivity plays a key role in system dynamics, a finding which agrees with observations that drainage capture due to an initially unconnected part of the topography strongly affects the sediment flux history [Kooi and Beaumont, 1996]. Even if we do not explicitly demonstrate it, the existence of a non-negligible threshold is likely to play a critical role in the response time of the evolution of connectivity.

As observed by Hasbargen and Paola [2000] during longer steady-state experiments, drainage network and topography can vary during dynamic equilibrium, unlike numerical modeling predictions. However, we believe that these variations partly originate from time and spatial variations in rainfall intensity that may reach 20 % over 5 min. We are currently working on a better rainfall generator in order to test this hypothesis.

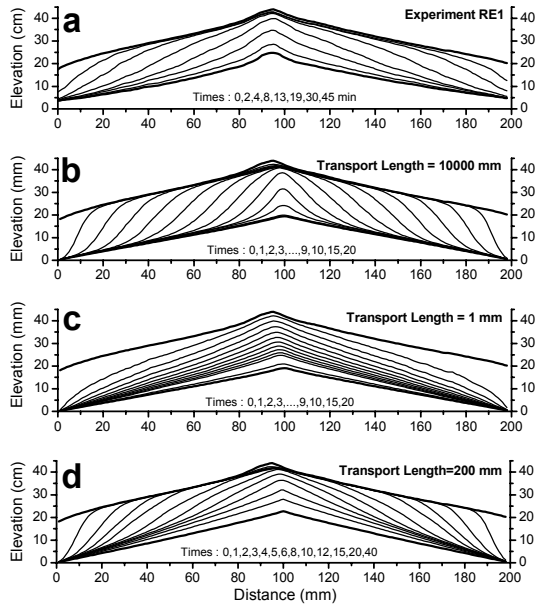


Fig.15. Topographic profiles of the experiment RE1 (a), and of numerical simulations presented in the text (b, c and d). The sediment transfer length L_t is 10000 mm (b), 1 mm (c) and 200 mm (d) respectively.

4.3.2 Detachment- or transport-limited processes

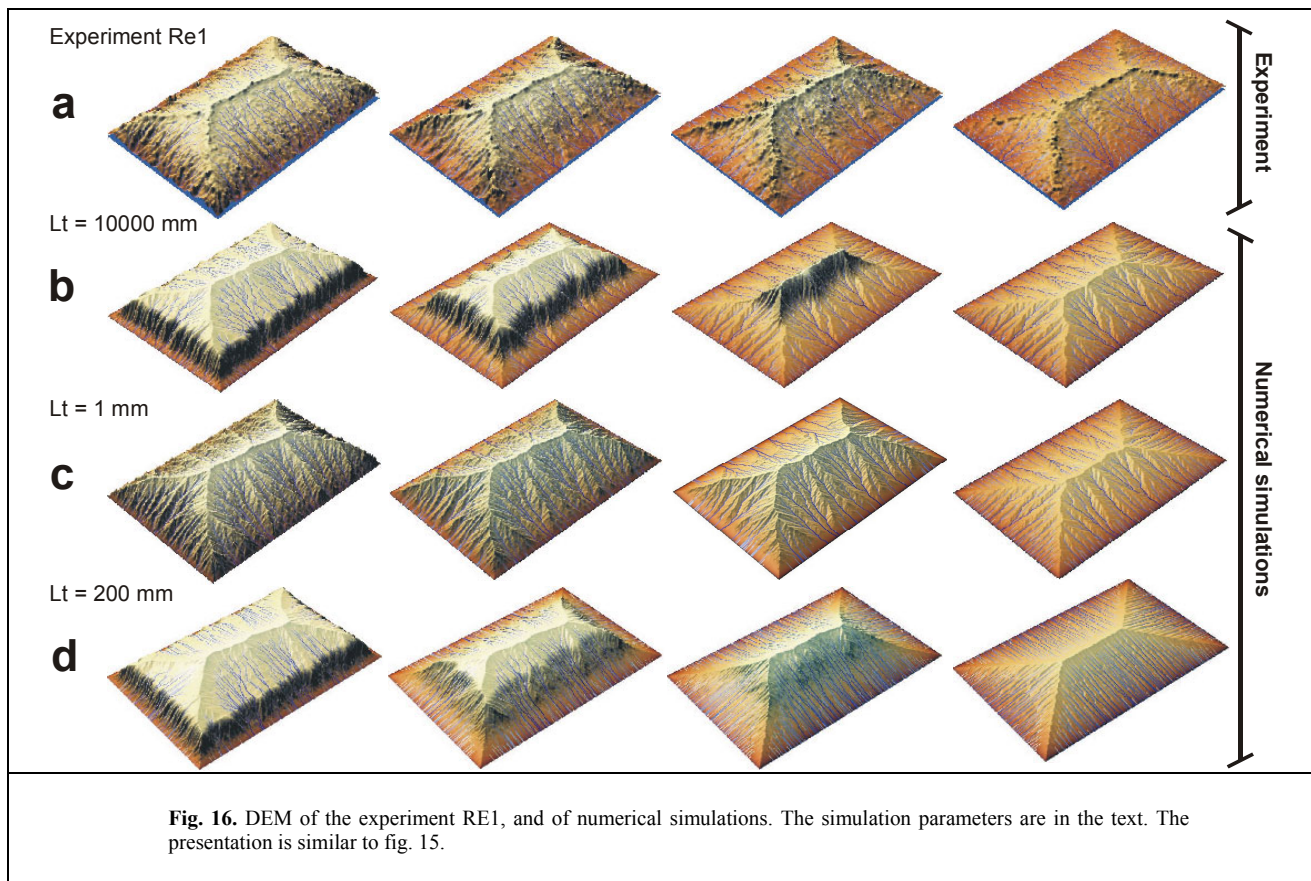
As discussed in a previous section, the form of the final topography does not quantify unambiguously the erosion process. An important issue is the mode of sediment transport in the system with two end members that have already been described: detachment-limited and transport-limited models.

We use a surface process model [Crave and Davy, 2001; Davy and Crave, 2000] which reproduces the mechanisms of sediment detachment and transport on a 2D surface to explore the transient dynamics of each possible transport mode. The detachment model obeys the same equations than we find for experiment, that is a stream power law with a threshold (eq. 11). In this numerical model, the deposition flux is proportional to the sediment concentration, so that in the absence of erosion, the quantity of deposited sediment varies exponentially along stream with a characteristic length scale L_t that represents a typical sediment transfer distance. If L_t is small, the topography dynamics is similar to a transport-limited model for which the rate of elevation change varies as the gradient of erosion flux. If L_t is very large, the sediment can leave the system without being redeposited, as for an erosion-limited model. Details of the numerical implementation are available in Crave and Davy [2001].

For the sake of simplicity, we use the initial surface of the RE1 experiment as an initial condition of the simulations with a pixel size of 1x1 mm focus. For this experiment, the drainage network is already connected at the initial stage, and its planar organization remains roughly stable. Figs 15a and 16a show the topographic profile evolution and DEM, respectively, of the reference experiment RE1. Figs 15b,c,d and 16 b,c,d show simulations performed for three different values of L_t , that is 1 mm, 200 mm and 10000 mm. These values should be compared with the system size which is 200 mm.

If L_t is large (detachment-limited model, fig. 15b), erosion proceeds by an inward retreat of the initial surface from the boundary conditions. The active erosion zone is much more localized than in experiments of series RE. In contrast, if L_t is small (transport-limited model, fig. 15c), erosion is spatially diffuse and affects the whole domain even at the earliest stages. Note that both models give the same topography at resting state.

A good agreement with experimental results is obtained when L_T is of the order of the system size (fig. 15d), with both a retreat of the initial plateau and a diffusive widening of the active erosion zone. Under this formalism, the average sediment transport length of particles is about the system size, so that erosion mechanisms varies from detachment-limited upstream to transport-limited downstream near the outlet. This calibration of erosion process is open to more refinement, but the good agreement between the transient dynamic of experiments and simulations shows that the stream power-law model, including detachment threshold, and the sediment transport length are basic ingredients to fully understand experiment dynamics. We are currently undertaking experiments in a flume to address the issue of the sediment transport mode, and of the transport length concept more specifically.

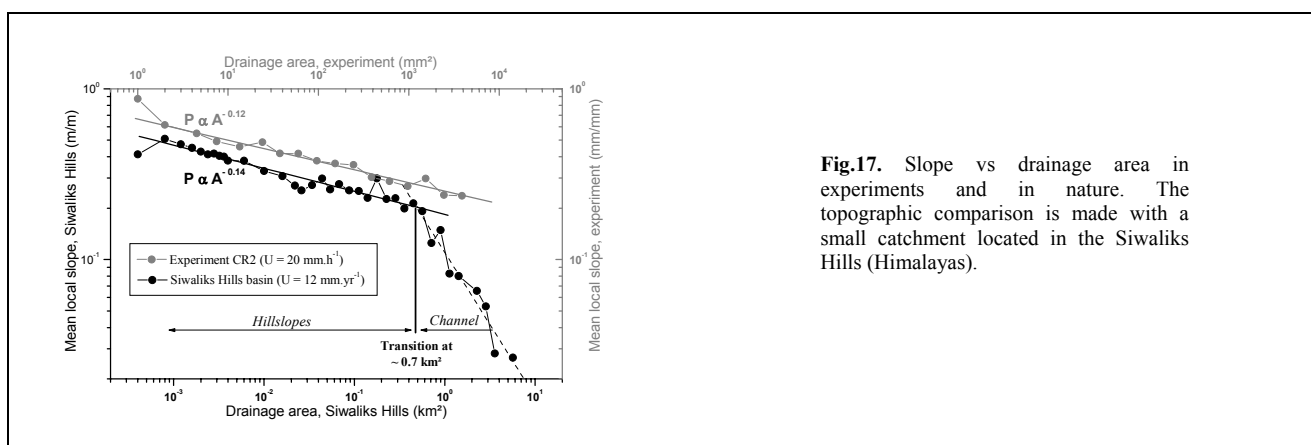


5. Analogy with Natural Systems

5.1. Formal Analogy

The experiments reproduce several features of natural systems : (1) topography evolves by the growth of incisions which spontaneously organized into a drainage network whose steady state geometry is similar to natural systems (Hack exponent ≈ 0.5); (2) the steady-state topographies are characterized by a well defined area-slope relationship with a negative power-law relationship between slope and drainage area that is characteristic of unstable surface with respect to erosion instabilities [Smith and Bretherton, 1972; Tarboton *et al.*, 1992]; (3) as for a large number of natural processes (alluvial channels [Talling, 2000], hillslope gullying [Vandaele *et al.*, 1996]), particle detachment requires a threshold to be overcome before significant erosion and transport occurs.

But the analogy is obviously incomplete. There is only one single erosion process – in the sense of a stream power-law process – in experiments while natural watersheds often exhibit several transport regimes. Water flow is by far too laminar and sediment concentration is often too high to represent a correct analog of



river channels, whatever they are of alluvial or bedrock type [Hasbargen and Paola, 2000]. This is consistent with the slope-area scaling exponent θ , which is supposed to sign the erosion mechanism, and which is significantly higher than the range of value measured in natural channels (between -0.4 and -0.7 [Hack, 1957; Lague et al., 2000; Seidl and Dietrich, 1992; Snyder et al., 2000]). Similar slope-area exponents were obtained in some debris-flows dominated basins ($\theta \approx -0.15$ estimated from [Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993]) or colluvial channels ($\theta \approx -0.15$ estimated from Snyder et al. [2000]). Fig.17 shows for instance, the slope-area relationship obtained in a small basin of the Siwaliks Hills (Central Nepal), where hillslope erosion is supposed to be dominated by debris-flows and shallow landsliding, and where topography is approximately in a steady state [Hurtrez et al., 1999; Lague and Davy, Hillslope erosion models in tectonically active settings: insights from slope-area relationships in the Siwaliks, submitted to *Geophysical Research Letters*]. The power-law relationship $S \propto A^{-0.14}$ is valid between $8 \cdot 10^{-3}$ and 0.7 km^2 , and resembles to any experimental curve, except of course the difference in area scales.

Without pushing too far this analogy, we propose that our experimental model is an analog of debris-flow dominated hillslopes. Considering the fact that both mudflow (on the experiments) and debris-flows (in natural systems) might have similar rheology [Coussot, 1997; Iverson, 1997; Iverson and Vallance, 2001], the consistency between experimental and natural topographies might simply originates from the downscaling of grain size.

5.2. Qualitative consequences

Even if erosion processes are (deliberately) oversimplified in our experiments, we have revealed some interesting relationships between elementary erosion-transport processes and macroscopic dynamic of a geomorphic system that are qualitatively relevant to the evolution of natural systems. For instance, the linear relationship we obtained between mean elevation and uplift rate has been also observed in natural systems when comparing mean elevation and mean denudation rate [Pinet and Souriau, 1988]. Pinet and Souriau found that the mean mechanical denudation rate of active orogens becomes negligible for a mean elevation of 500 m, suggesting that a mechanical erosion threshold exists. Moreover they also found a linear macroscopic relationship between the mean elevation and the denudation rate, suggesting that the representative transport law also depends linearly on topographic slope. Note that this interpretation holds formally only if tectonic systems are close to, or at, dynamic equilibrium. Identical conclusions can be drawn from the linear relationship between relief and denudation rate, and the predicted ~ 70 m of relief remaining for null denudation rate [Ahnert, 1970]. These observations suggest that an erosion threshold exists at large scale in natural system.

Our analysis of experimental results underlines the need to work with a large range of uplift rate in order to determine this threshold. This requirement is necessary if one wants to properly decipher between a linear relationship with threshold, and a non-linear one. The challenge lies in the determination of the slope exponent n , which is known to control the response time of the transient regimes of bedrock systems [Whipple and Tucker, 1999], and more precisely their dependency on uplift rates. Most studies that have estimated the parameters of the stream power law [Seidl et al., 1994; Snyder et al., 2000; Stock and Montgomery, 1999] have assumed that the erosion threshold is negligible. Our results show that neglecting this threshold, and trying to fit a power-law relationship between steepness index and uplift rate on the experiments, would lead to an erroneous slope exponent $n=2$. This point casts some doubts on the calibration of the experimental model by Hancock and Willgoose [2001b], where the authors neglect the detachment threshold and find a large slope exponent $n \sim 2$. It might also explain the considerable differences in model parameters found by various authors.

A second qualitative outcome of these experiments is the role played by connectivity on the global dynamics. Two of the main continental orogens on the Earth exhibit a large portion of unconnected topography : the Himalaya with a large part of the Tibetan Plateau which is internally drained [Fielding, 2000], and the Andes which present a similar internal drainage network within the Central Andean Plateau (Altiplano and Puna-Atacama basins, [Kennan, 2000]). Experiments starting from random topographies mimic the organization and dynamic of such systems, with edges being intensively eroded and internal zones remaining uneroded. Our results on the relationship between macroscopic dynamic and drainage connectivity state shows that these plateaus are transient features that may last far longer than equivalent connected systems.

6. Conclusions

In this paper, we have presented new experiments on the evolution of geomorphic systems, which distinguish from previous work by the small size of the experiments, and by the use of telemetric lasers which yield to topographic measurements an unrivalled level of precision. Using various uplift rates and initial surface shapes, we have demonstrated that topography always reaches a steady-state corresponding to either a dynamic equilibrium in the case of concurrent uplift and erosion, or a resting state in the absence of uplift. The transient phase is strongly dependent on the initial surface shape, and especially on the drainage connectivity to boundary conditions. Steady state surfaces are characterized by a well defined slope-area power-law relationship with an exponent of -0.12, similar to the one estimated for debris-flow dominated hillslopes. For a given drainage area, the eventual height limit is proportional to the uplift rate and remains significantly greater than zero in relaxation experiments. These results are consistent with a stream power-law erosion model that includes a non-negligible threshold for particle detachment. We show that neglecting this threshold would have lead to erroneous parameters of the stream power-law model. The study also underlines the need to deal with a large range of uplift rates in order to quantify the threshold in natural system.

We attempt to calibrate experiments with a surface-process numerical model. The key parameter appears to be the sediment transfer length which parameterizes the deposition sediment flux. The best agreement between numerical simulations and experimental results was obtained with a sediment transfer length of the order of 200 mm, that is of the experiment size.

Reappraising published results on the linear dependency between mean elevation, or relief, and denudation rate, we suggest that the derived transport model, including the erosion threshold, is worth being considered for large-scale geomorphic systems. Even if our analysis is rather preliminary, it seems that a significant erosion threshold exists at large scale; if it exists, it has to be taken into account when calibrating a stream power law model, as well as for a correct modeling of the transient dynamic of topography.

Given the very high precision of our digitized topographies and the calibration of the transport and erosion law, our physical experiments can also provide strong constraints on numerical models, for which no analytical solution is available for transient dynamics.

Appendix

In case of steady uniform flow, the critical shear stress τ_{cr} for incipient motion is given by:

$$\tau_{cr} = \rho_w g (RS)_{cr}, \quad (A1)$$

where g is the gravity acceleration and R is the hydraulic radius assumed to be equal to the flow depth h , and $(RS)_{cr}$ is the depth-slope product at the onset of incipient motion. The aim is to expressed h in terms of slope and drainage area. The unit flow discharge q_w is equal to :

$$q_w = uh = \frac{pA}{w}, \quad (A2)$$

where u is the mean flow velocity. If we assume a power-law relationship between channel width and drainage area of the form :

$$w = \beta A^d, \quad (A3)$$

then :

$$q_w = \frac{p}{\beta} A^{1-d}. \quad (A4)$$

In the case of laminar flow, u is given by the Darcy-Weisbach formula :

$$u = \sqrt{\frac{8g}{f} h S}, \quad (A5)$$

where f is the Darcy-Weisbach factor, which can also be expressed in function of the Reynolds Number Re :

$$f = k/R_e = \frac{k\nu}{uh} = \frac{k\nu}{q_w}, \quad (\text{A6})$$

where k is a dimensionless roughness factor. Substituting (A4) into (A6), and then (A6) into (A5) gives :

$$h = \left(\frac{pk\nu}{8g\beta} \frac{A^{1-d}}{S} \right)^{1/3}, \quad (\text{A7})$$

which when recast into equation (1), gives the following expression for the area-slope relationship of steady-state relaxation experiments :

$$S = \frac{\tau_{cr}^{3/2}}{g\rho_w^{3/2}} \left(\frac{8\beta}{pk\nu} \right)^{1/2} A^{-\frac{1-d}{2}} \quad (\text{A8})$$

Acknowledgments : We are most grateful to Jean-Jacques Kermarrec for technical assistance. We thank Jean-Philippe Avouac, Colin Stark and Greg Tucker for discussions and corrections on an earlier version of the manuscript, and Les Hasbargen for discussion on experiments behavior. This research was funded by the CNRS-INSU research program PNSE.

References

- Ahnert, F., Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins, *Am. J. Sci.*, 268, 243-263, 1970.
- Ashmore, P.E., Laboratory modelling of gravel braided stream morphology, *Earth Surf. Processes Landforms*, 7, 201-225, 1982.
- Braun, J., and M. Sambridge, Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method base on irregular spatial discretization, *Basin Res.*, 9, 27-52, 1997.
- Cousot, P., *Mudflow rheology and dynamics*, A. A. Balkema, Rotterdam, 1997.
- Crave, A., and P. Davy, A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics, *Computers Geosci.*, 27, 815-827, 2001.
- Crave, A., D. Lague, P. Davy, J. Kermarrec, D. Sokoutis, L. Bodet, and R. Compagnon, Analogue Modelling of Relief Dynamics, *Phys. Chem. Earth Pt A*, 25 (6-7), 549-553, 2000.
- Czirok, A., E. Somfai, and T. Vicsek, Experimental evidence for self-affine roughening in a micromodel of geomorphological evolution, *Phys. Rev. Lett.*, 71 (13), 2154-2157, 1993.
- Darboux, F., P. Davy, C. Gascuel-Odoux, and C. Huang, Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments, *Catena*, 46 (2-3), 125-139, 2002.
- Davy, P., and P. Cobbold, Experiments on shortening of a 4 layer model of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- Davy, P., and A. Crave, Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Phys. Chem. Earth Pt A*, 25 (6-7), 533-541, 2000.
- Fielding, E.J., Morphotectonic evolution of the Himalayas and Tibetan Plateau, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M.A. Summerfield, pp. 201-222, John Wiley & Sons Ltd, 2000.
- Flint, J.J., Experimental development of headward growth of channel networks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1087-1094, 1973.
- Gardner, T.W., Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 664-672, 1983.
- Govers, G., Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow, in *Overland Flow : Hydraulics and erosion mechanics*, edited by A.A.D.A. A. J. Parsons, pp. 243-273, UCL Press, London, 1992a.
- Govers, G., Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials, *Earth Surf. Processes Landforms*, 17, 515-528, 1992b.

- Hack, J.T., Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294 B, 45-94, 1957.
- Hack, J.T., Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *Am. J. Sci.*, 258, 80-97, 1960.
- Hairsine, P.B., and C.W. Rose, Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. 1. Sheet Flow, *Water Resour. Res.*, 28 (1), 237-243, 1992.
- Hancock, G., and G. Willgoose, The production of digital elevation models for experimental model landscapes, *Earth Surf. Process. Landforms*, 26, 475-490, 2001a.
- Hancock, G., and G. Willgoose, Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: Declining equilibrium landforms, *Water Resour. Res.*, 37 (7), 1981-1992, 2001b.
- Hasbargen, L.E., and C. Paola, Landscape instability in an experimental drainage basin, *Geology*, 28 (12), 1067-1070, 2000.
- Holland, W.N., and G. Pickup, Flume study of knickpoint development in stratified sediment, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 76-82, 1976.
- Howard, A.D., W.E. Dietrich, and M.A. Seidl, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99 (B7), 13,971-13,986, 1994.
- Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, J. Lavé, and J.-P. Avouac, Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 104 (B6), 12,779-12,796, 1999.
- Iverson, R.M., The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, 35 (3), 245-296, 1997.
- Iverson, R.M., and J.W. Vallance, New views of granular mass flows, *Geology*, 29 (2), 115-118, 2001.
- Kennan, L., Large-scale geomorphology of the Andes: Interrelationships of tectonics, magmatism and climate, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. Summerfield, pp. 167-199, John Wiley & Sons, 2000.
- Kirkby, M.J., Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, 3, 15-30, 1971.
- Kooi, H., and C. Beaumont, Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.*, 101 (B2), 3361-3386, 1996.
- Kuhnle, R.A., Fluvial transport of sand and gravel mixtures with bimodal size distribution, *Sediment. Geol.*, 85, 17-24, 1993.
- Lague, D., P. Davy, and A. Crave, Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling, *Phys. Chem. Earth Pt A*, 25 (6-7), 543-548, 2000.
- Leopold, L.B., and T.J. Maddock, The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications., U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1953.
- Meunier, P., and F. Métivier, Permanence des flux de masse d'une rivière en tresses expérimentales, *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 331, 105-110, 2000.
- Mizutani, T., Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation, *Geomorphology*, 24, 353-361, 1998.
- Montgomery, D.R., and E. Foufoula-Georgiou, Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934, 1993.
- Paola, C., G. Parker, R. Seal, S.K. Sinha, J.B. Southard, and P.R. Wilcock, Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume, *Science*, 258, 1757-1760, 1992.
- Pinet, P., and M. Souriau, Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, 7 (3), 563-582, 1988.
- Rigon, R., I. Rodríguez-Iturbe, A. Maritan, A. Giacometti, D.G. Tarboton, and A. Rinaldo, On Hack's law, *Water Resour. Res.*, 32 (11), 3367-3374, 1996.
- Salles, C., J. Poesen, and G. Govers, Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: rain erosivity indices and threshold energy, *Water Resour. Res.*, 36 (9), 2721-2729, 2000.
- Schumm, S.A., M.P. Mosley, and W.E. Weaver, *Experimental fluvial geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1987.

- Seidl, M.A., and W.E. Dietrich, The problem of channel erosion into bedrock, *Catena Suppl.*, 23, 101-124, 1992.
- Seidl, M.A., W.E. Dietrich, and J.W. Kirchner, Longitudinal profil development into bedrock: an analysis of Hawaiian Channels, *J. Geol.*, 102, 457-474, 1994.
- Sharma, P.P., S.C. Gupta, and W.J. Rawls, Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 301-307, 1991.
- Sheperd, R.G., and S.A. Schumm, Experimental Study of River Incision, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 257-268, 1974.
- Smith, C.E., Modeling high sinuosity meanders in a small flume, *Geomorphology*, 25, 19-30, 1998.
- Smith, T.R., and F.P. Bretherton, Stability and the Conservation of Mass in Drainage Basin Evolution, *Water Resour. Res.*, 8 (6), 1506-1529, 1972.
- Snyder, N.P., K.X. Whipple, G.E. Tucker, and D.J. Merritts, Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112 (8), 1250-1263, 2000.
- Stock, J.D., and D.R. Montgomery, Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J. Geophys. Res.*, 104 (B3), 4983-4993, 1999.
- Talling, P.J., Self-organization of river networks to threshold states, *Water Resour. Res.*, 36 (4), 1119-1128, 2000.
- Tarboton, D.G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, A physical basis for drainage density, *Geomorphology*, 5, 59-76, 1992.
- Thompson, D., and E. Wohl, Flume experimentation and simulation of bedrock channel processes, in *Rivers over rocks: fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J. Tinkler, and E.E. Wohl, pp. 279-296, 1998.
- Vandaele, K., J. Poesen, G. Govers, and B. van Wesemael, Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incisions, *Geomorphology*, 16, 161-173, 1996.
- Whipple, K.X., G. Parker, C. Paola, and D. Mohrig, Channel Dynamics, Sediment Transport, and the Slope of Alluvial Fans: Experimental Study, *J. Geol.*, 106, 677-693, 1998.
- Whipple, K.X., and G.E. Tucker, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104 (B8), 17,661-17,674, 1999.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, A physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour. Res.*, 27, 1697-1702, 1991a.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodríguez-Iturbe, Results from a new model of river basin evolution, *Earth Surf. Processes Landforms*, 16, 237-254, 1991b.
- Wittmann, R., T. Kautzky, A. Hübner, and E. Lüscher, A simple experiment for the examination of dendritic river systems, *Naturwissenschaften*, 78, 23-25, 1991.
- Wood, L.J., F.G. Ethridge, and S.A. Schumm, The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach, *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.*, 18, 43-53, 1993.

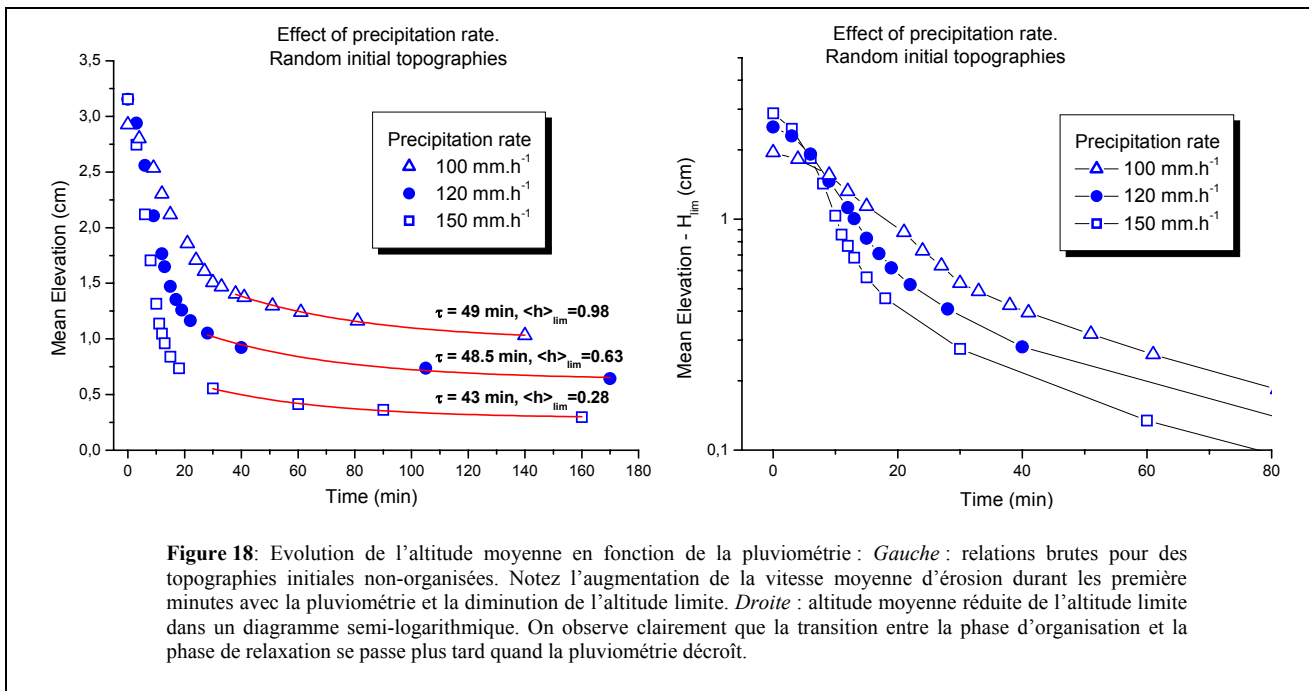
II.1.2. Analyses complémentaires

II.1.2.1 Rôle de la pluviométrie

La loi d'érosion expérimentale met en évidence une dépendance entre érosion et aire drainée. La pluviométrie va donc jouer un rôle important dans l'évolution du système. En complément des expériences présentées dans l'article précédent, nous avons réalisé 2 expériences de type surface initiale aléatoire (RR experiments), de hauteur initiale voisine de 3 cm, et pour des pluviométries de 120 et 150 mm.h⁻¹ (figure 18). Les résultats montrent que l'évolution de l'altitude moyenne est caractérisée par les 2 grandes phases d'évolution précédemment décrites :

- Durant la première phase de croissance du réseau, l'altitude décroît d'autant plus vite que la pluviométrie augmente. Ceci s'explique en partie par l'augmentation de la vitesse d'érosion à la frontière de la zone non-connectée.
- Le temps pour lequel débute la seconde phase décroît avec la pluviométrie. Durant cette phase, l'altitude diminue à peu près exponentiellement avec un temps caractéristique qui semble constant, voisin de 44 minutes.
- l'altitude moyenne limite décroît avec la pluviométrie. Ceci s'interprète facilement considérant que le seuil d'érosion étant constant et l'érosion dépendant du flux d'eau et de la pente, une augmentation du flux d'eau critique se traduit par une diminution de la pente critique ayant pour conséquence une diminution de l'altitude moyenne limite.

Ces expériences mettent en évidence la très grande sensibilité de la dynamique du système à l'intensité du flux d'eau et suggèrent qu'une large part de la variabilité de l'altitude moyenne à l'équilibre dynamique peut provenir de variations de la pluviométrie, qui rappelés le sont de l'ordre de 20 %.



II.1.2.2 Rôle du seuil dans l'évolution de la connectivité

Le seuil d'érosion ne variant pas dans les expériences, nous ne démontrons pas explicitement que l'évolution relativement lente de la connectivité est liée à l'existence de ce seuil. Nous utilisons le modèle numérique, la loi d'érosion calibrée pour les expériences et la topographie initiale de l'expérience RR3 pour estimer l'impact du seuil d'érosion sur l'évolution de la connectivité (figure 19). Lorsque le seuil est nul, la topographie est connectée 10 fois plus rapidement que dans le cas représentatif des expériences (i.e., $E_c=0.334$). Si la valeur du seuil est doublée, le système n'est toujours pas connecté pour un temps 10 fois plus long que le cas $E_c=0.334$. Ceci souligne l'importance du seuil dans l'évolution de la connectivité : sans

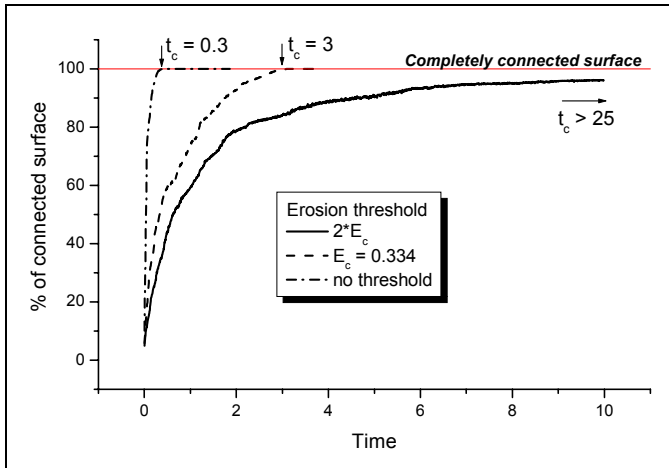


Figure 19: Simulations numériques de l'évolution de la connectivité en fonction de la valeur du seuil d'érosion. La topographie initiale correspond à celle de l'expérience RR3 (figure 2), et les paramètres de la simulation sont : $E=KA^{0.12}S-E_c$, $L_t = 200$ mm. Lorsque le seuil est nul, la connectivité s'établit 10 fois plus rapidement que lorsque le seuil équivaut à celui calculé pour les expériences. Si on double ce seuil, la topographie n'est toujours pas complètement connectée pour un temps supérieur à 25. (Note, les temps dans les simulations sont exprimés en Temps Universel, une unité liée au nombre de marcheurs lancés sur la topographie.)

seuil il existe toujours une phase de croissance de la connectivité, mais elle a un impact négligeable dans l'évolution macroscopique du système. Notons que ces simulations ont aussi été faites dans le cas de longueurs de transport égales à 1 mm (cas limité par le transport) et 10000 mm (cas limité par l'incision), et donnent des résultats similaires.

Deux mécanismes peuvent expliquer le rôle du seuil non-négligeable dans la limitation de la vitesse de connexion de la surface :

- il réduit ou empêche l'érosion au niveau de la limite de la zone connectée. Nous n'avons pas encore clairement identifié le ou les mécanismes intervenant à la frontière de cette zone et entraînant la capture de portions non-connectées de la surface.
- il limite ou empêche l'auto-organisation du réseau de drainage dans la partie de la surface non-connectée. Cette organisation a probablement un rôle dans l'évolution de la connectivité : une surface constituée d'un seul grand bassin interne sera connectée plus rapidement qu'une surface constituée d'une multitude de petits bassins. Si le système a la possibilité en érodant de collecter les petites zones en une plus grande zone, il sera donc théoriquement connecté plus rapidement.

Une étude plus systématique des simulations numériques est à entreprendre pour mieux contraindre les mécanismes d'évolution de la connectivité, et expliquer l'évolution exponentielle de celle-ci au cours du temps.

II.1.2.3 Conséquences de l'existence d'un seuil et d'une connectivité incomplète sur l'évolution des flux sédimentaires et de l'altitude moyenne

Nous avons simulé numériquement l'évolution d'une surface initialement non-connectée soumise à une surrection tectonique. La topographie initiale correspond à celle de l'expérience CR1 (figure 7), et les paramètres de la simulation sont ceux calibrés sur les expériences, excepté pour la longueur de transport ou nous étudions le cas d'une longueur de transport très grande ($L_t = 10000$ mm) et voisine de la taille du système ($L_t = 200$ mm). Nous étudions l'évolution du flux sédimentaire sortant Q_s en fonction du flux tectonique entrant au niveau de la zone connectée Q_{Tc} , égal à :

$$Q_{Tc} = A_s U \times C_s,$$

où A_s est la taille du système, U est le taux de surrection et C_s est le pourcentage de surface connectée. Une des questions est de savoir si un équilibre dynamique peut s'établir dans la zone connectée, auquel cas pour $C_s < 1$, $Q_{Tc} = Q_s$. Dans le cas d'une longueur de transport infinie (figure 20), on observe que Q_s augmente plus vite que Q_{Tc} . Pour une connectivité de l'ordre de 60 %, $Q_{Tc} = Q_s$. Par la suite, le flux sédimentaire devient plus grand que le flux tectonique dans la zone connectée et ce jusqu'à ce que le système soit complètement connecté. A cet instant, le flux sédimentaire et l'altitude moyenne sont environ 7 % plus élevés que le flux tectonique et commencent à décroître exponentiellement vers leurs valeurs respectives d'équilibre.

L'existence d'une longueur de transport infinie fait que la pente topographique s'adapte rapidement aux conditions locales de surrection (constantes) et amont d'aire drainée (variables au cours du temps). Durant la phase de croissance, l'aire drainée en chaque point étant plus faible qu'à l'équilibre, les pentes tendent vers des valeurs plus fortes que les valeurs d'équilibre et le système tend vers une altitude moyenne (*droite*) et un flux sédimentaire plus élevé qu'à l'état stationnaire théorique. Dès que le système est complètement connecté

Surrection d'une surface non-connectée : **Cas d'une longueur de transport infinie et d'un seuil non-négligeable**

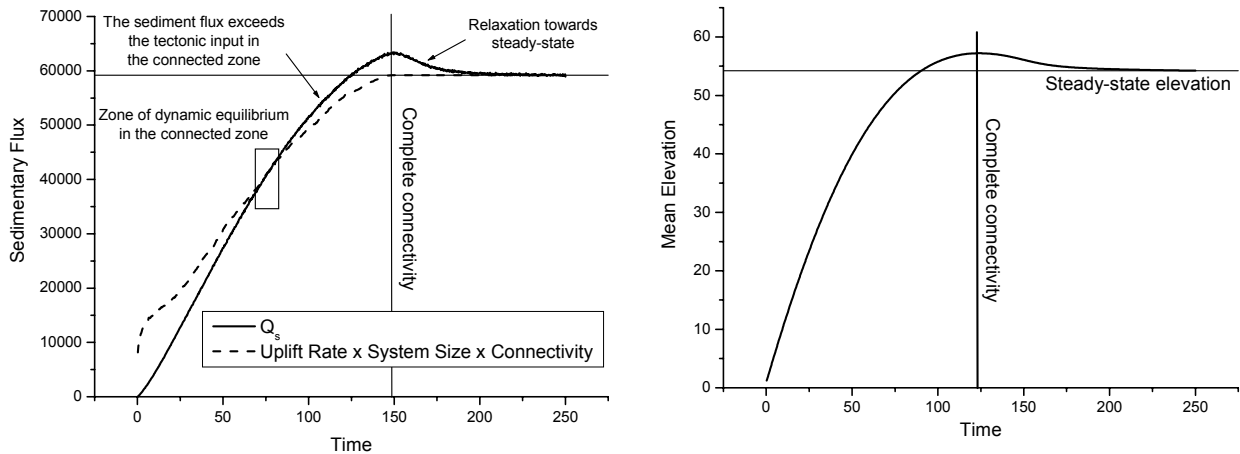


Figure 20: Evolution du flux sédimentaire et de l'altitude moyenne dans le cas d'une simulation partant d'une topographie initiale très peu connectée et pour laquelle la longueur de transport sédimentaire est très grande par rapport à la taille du système. *Gauche* : comparaison entre le flux sédimentaire sortant et le flux tectonique entrant au niveau de la zone connectée.

et que l'aire drainée amont de chaque point se stabilise, les pentes s'adaptent aux nouvelles conditions et le système tend vers les valeurs de flux et d'altitude moyenne stationnaires théoriques. La transition liée au seuil de connectivité complète est remarquable, et souligne le contrôle exercé par ce paramètre sur la dynamique macroscopique du système.

Dans le cas d'une longueur de transport finie, le flux sédimentaire augmente moins vite que le flux tectonique de la zone connectée (figure 21). Mis à part l'équilibre dynamique final, il n'y a pas d'équilibre dynamique temporaire de la zone connectée. L'existence d'une longueur de transport finie fait que la pente topographique doit s'adapter aux conditions locales de surrection (constantes) et amont d'aire drainée et de flux sédimentaire (variables). Par rapport au cas de la longueur de transport infinie, les pentes topographiques s'adaptent de manière plus lente durant la phase de développement de la connectivité. Elles tendent vers une valeur qui est systématiquement plus faible qu'à l'équilibre puisque le flux sédimentaire (qui contrôle pour partie la valeur de la pente) est toujours plus faible qu'à l'équilibre. Notez le changement de dynamique au passage du seuil de connectivité complète : les modèles exponentiels fités durant la phase

Surrection d'une surface non-connectée : **Cas d'une longueur de transport finie et d'un seuil non négligeable**

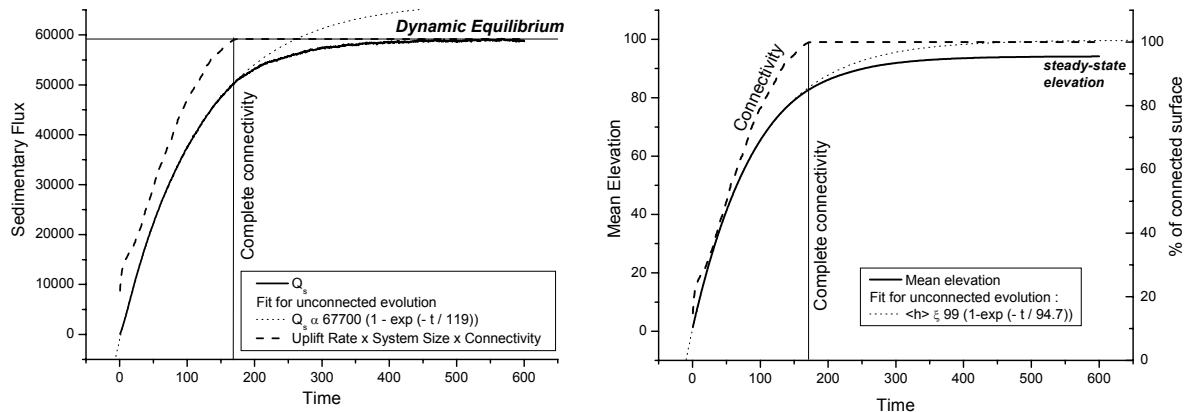


Figure 21: Evolution du flux sédimentaire et de l'altitude moyenne dans le cas d'une simulation partant d'une topographie initiale très peu connectée et pour laquelle la longueur de transport est de l'ordre de grandeur de la taille du système. *Gauche* : comparaison entre le flux sédimentaire sortant et le flux tectonique entrant au niveau de la zone connectée aux conditions limites.

de croissance de la connectivité ne sont plus valides. On retrouve le comportement observé dans les expériences.

Entre ces deux valeurs de longueurs de transport, il doit exister un entre-deux pour lequel le flux sédimentaire et le flux tectonique de la zone connectée sont très proches, voire égaux durant la phase de connectivité incomplète.

Soulignons enfin, que ces simulations ne prennent en compte qu'un seul processus d'érosion et de transport et ne se rapportent essentiellement qu'aux expériences. Dans le cas d'un système naturel, nous montrons dans la suite de ce travail, que processus de versants et de rivières sont caractérisés par des seuils d'érosion non-négligeable. Ainsi, même si le couplage entre versants et réseau modifie probablement la dynamique dans la zone connectée, l'évolution de la connectivité sera qualitativement la même du fait de l'existence d'un seuil.

II.2. Quelques aspects des relations entre processus élémentaires et dynamique macroscopique

Les résultats précédents ont démontré le rôle fondamental de la connectivité des réseaux de drainage dans le contrôle de l'évolution macroscopique du système. Dans le cas de topographies initiales complètement connectées, la dynamique macroscopique du système paraît bien modélisée par un système linéaire pour lequel l'altitude moyenne s'approche exponentiellement de l'altitude d'équilibre (ou limite). L'approximation linéaire est cohérente avec les relations observées entre le taux de dénudation et l'altitude moyenne (ou le relief) [Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988], le coefficient de proportionnalité de la relation correspondant au temps caractéristique du système. Dans le cas de systèmes en relaxation, Davy et Crave (2000) ont montré que si l'évolution de la topographie était homothétique (i.e., la topographie locale divisée par l'altitude moyenne est une fonction indépendante du temps), alors pour des processus de versants et de rivières limités par le transport et linéaires en pente, le système se comporte linéairement à l'échelle macroscopique. Dans le paragraphe qui suit, nous présentons une étude théorique très préliminaire des conséquences de l'existence d'un seuil d'érosion sur la dynamique macroscopique des reliefs, et notamment sur la validité de l'approximation linéaire. Nous présentons par la suite quelques résultats eux aussi préliminaires sur l'impact de l'exposant sur la pente n .

II.2.1. Approche théorique dans le cas de processus limités par le transport

Nous étudions le cas d'un système limité par le transport, et dans la limite d'un seul processus d'érosion dont l'expression générale est :

$$q_s = \frac{K}{w} (A^m S - K_c A),$$

où q_s est le flux sédimentaire par unité de largeur, K est l'érodabilité, K_c le seuil d'érosion et w la largeur de l'écoulement. Par souci de simplicité, nous considérons w constant. Considérer que w suit à une loi de puissance avec l'aire drainée ne change pas le traitement des équations, seulement la valeur des exposants sur l'aire drainée. L'équation d'évolution locale de la topographie dans le cas où (i) tous les points du système sont au-dessus du seuil d'érosion, et (ii) si le réseau de drainage reste stable au cours du temps est :

$$\frac{dh(x,t)}{dt} = U - \nabla \cdot (q_s) = U - \frac{1}{w} \frac{d}{dx} \left(KA(x)^m \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} - K_c A(x) \right), \quad (15)$$

où nous soulignons la dépendance de A et h avec les variables spatiales et temporelles. Si la topographie évolue de manière homothétique au cours du temps, c'est à dire que le rapport entre les altitudes locales à deux temps différents est constant en tout point du système, alors les variables spatiales et temporelles peuvent être séparées dans l'expression de l'altitude locale :

$$h(x,t) = H(x) * \langle h \rangle(t), \quad (16)$$

où $\langle h \rangle(t)$ est l'altitude moyenne au temps t , et $H(x)$ est l'altitude locale normalisée par l'altitude moyenne, et qui est indépendante du temps. En substituant l'équation (16) dans l'équation (15), on obtient :

$$\frac{d \langle h \rangle(t)}{dt} = \frac{1}{H} \left(U + \frac{K_c}{w} \frac{dA}{dx} \right) - \frac{K}{wH} \frac{d}{dx} \left(A^m \frac{dH}{dx} \right) \langle h \rangle(t).$$

L'expression précédente est une équation différentielle du premier ordre par rapport au temps :

$$\frac{d \langle h \rangle (t)}{dt} + \frac{1}{\tau(x)} \langle h \rangle (t) = cst(x), \quad (17)$$

où :

$$\tau = \frac{wH}{K} \left(\frac{d}{dx} \left(A^m \frac{dH}{dx} \right) \right)^{-1}, \quad (18)$$

est le temps caractéristique du système, et :

$$cst = \frac{1}{H} \left(U + \frac{K_c}{w} \frac{dA}{dx} \right),$$

est une constante indépendante du temps. La solution de l'équation (17) prédit une évolution de la forme :

$$\langle h \rangle (t) = \langle h \rangle_{t=0} e^{-t/\tau} + \langle h \rangle_{t \rightarrow \infty} (1 - e^{-t/\tau}),$$

avec $\langle h \rangle_{t=0}$, l'altitude initiale de la topographie, et $\langle h \rangle_{t \rightarrow \infty} = \tau * cst$, l'altitude à l'équilibre.

Ces équations prédisent donc qu'à l'échelle macroscopique, le système a une réponse **linéaire** si et seulement si :

- la condition d'évolution homothétique est respectée (ce qui implique la stabilité du réseau de drainage)
- le flux sédimentaire est linéaire en pente. Si $q_s \propto S^2$, l'approche n'est plus valable.
- le seuil d'érosion en chaque point de la topographie est toujours dépassé.

Dans ces conditions, l'équation (18) prédit que le **temps caractéristique** du système dépend :

- de H , donc de la forme initiale de la topographie.
- de la taille du système (via A , [Davy and Crave, 2000]).

et est indépendant :

- du seuil d'érosion,
- de l'altitude moyenne initiale
- du taux de surrection.

L'analyse des résultats expérimentaux confirme l'indépendance du temps caractéristique avec l'altitude moyenne initiale (expériences de la série RE, figure 4). La différence de forme initiale (paramètre H) peut éventuellement expliquer une partie des différences de temps caractéristiques entre les expériences de la série RE ($\tau \sim 12$ min), et des expériences RR une fois la connectivité complète établie ($\tau \sim 65$ min).

L'indépendance du temps caractéristique avec le seuil d'érosion ne peut pas être prouvée à partir des expériences, mais elle semble logique à partir du moment où le seuil est dépassé en tout point de la topographie.

II.2.2. Effet de la (non)-linéarité des flux sédimentaires avec la pente

Si le système géomorphologique a une réponse macroscopique linéaire, alors :

$$\frac{d \langle h \rangle}{dt} = \frac{(\langle h \rangle_{asymp} - \langle h \rangle)}{\tau_h}, \quad (19)$$

avec $\langle h \rangle$ l'altitude moyenne du système et $\langle h \rangle_{asymp}$ l'altitude moyenne à l'infinie, égale à l'altitude à l'équilibre si le taux de surrection est non nul, ou l'altitude limite dans le cas contraire. Le bilan de masse s'écrivant :

$$\frac{d \langle h \rangle}{dt} = -\frac{Q_s}{A} + U,$$

avec U le taux de surrection (supposé uniforme), Q_s le flux sédimentaire sortant et A l'aire du système, en introduisant l'expression (19) on a alors une loi macroscopique de la forme :

$$Q_s = A \left(U - \frac{\langle h \rangle_{asymp} - \langle h \rangle}{\tau_h} \right),$$

soit

$$Q_s = A \left(U - \frac{\langle h \rangle_{asymp}}{\tau_h} \right) + \frac{A}{\tau_h} \langle h \rangle. \quad (20)$$

L'équation (23) prédit une relation linéaire entre taux de dénudation et altitude moyenne :

$$E = a + b \langle h \rangle,$$

avec $a=0$ dans le cas où U et $\langle h \rangle_{asymp}$ sont nuls, et $a = U - \langle h \rangle_{eq} / \tau$ dans le cas d'un système en surrection. La constante b est égale à l'inverse du temps caractéristique.

Si le taux de dénudation dépend linéairement de l'altitude moyenne, alors le système géomorphologique a une réponse linéaire. Toute déviation traduit un comportement non-linéaire.

Nous avons étudié dans le cas simple d'un seul processus limité par le transport de la forme :

$$Q_s \propto A^{1.25} S, \text{ flux linéaire en pente, ou}$$

$$Q_s \propto A^{1.5} S^2, \text{ flux non-linéaire en pente.}$$

L'état initial correspond à une topographie en équilibre dynamique que l'on laisse relaxer. La figure (22) présente l'évolution du flux sédimentaire total en fonction de l'altitude moyenne au cours du temps. Dans le cas $n=2$, le flux sédimentaire est proportionnel au carré de l'altitude moyenne, tandis que dans le cas $n=1$, le flux est bien proportionnel à l'altitude moyenne. On met bien en évidence la non-linéarité introduite par un exposant n différent de 1. Notez aussi près du stade initial, la relation linéaire et la relation au carré ne sont plus parfaitement vérifiées. Dans le cas de la relation linéaire, cela souligne probablement le fait que la condition d'homothétie n'est pas respectée.

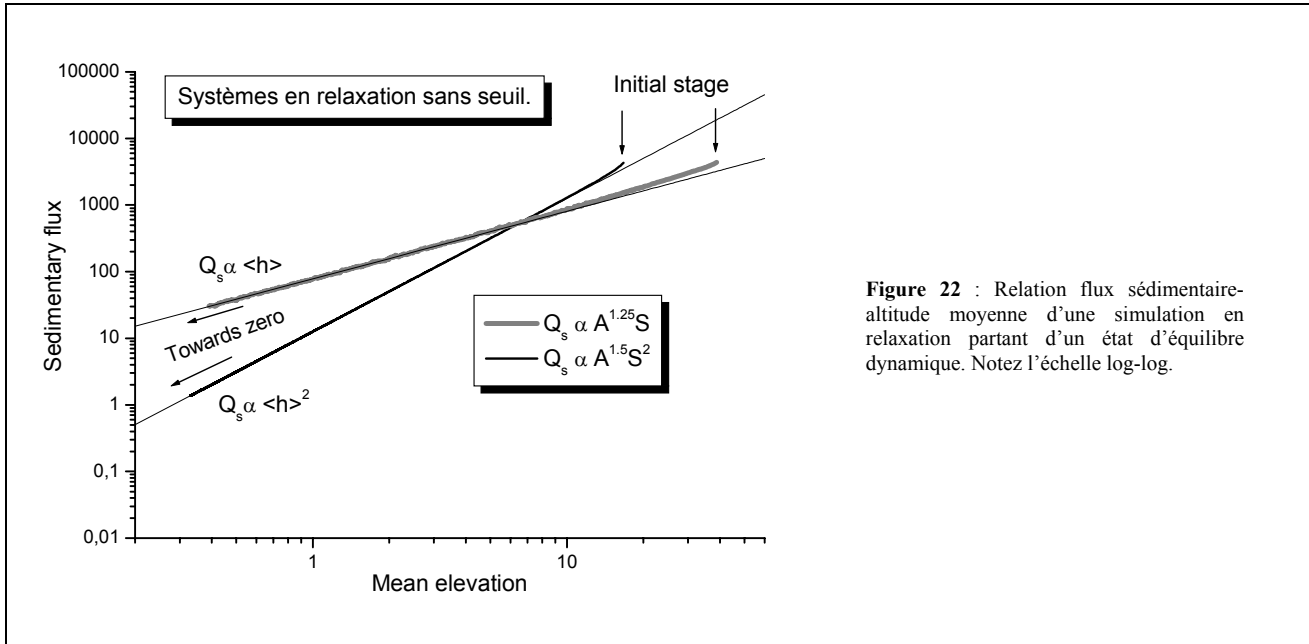
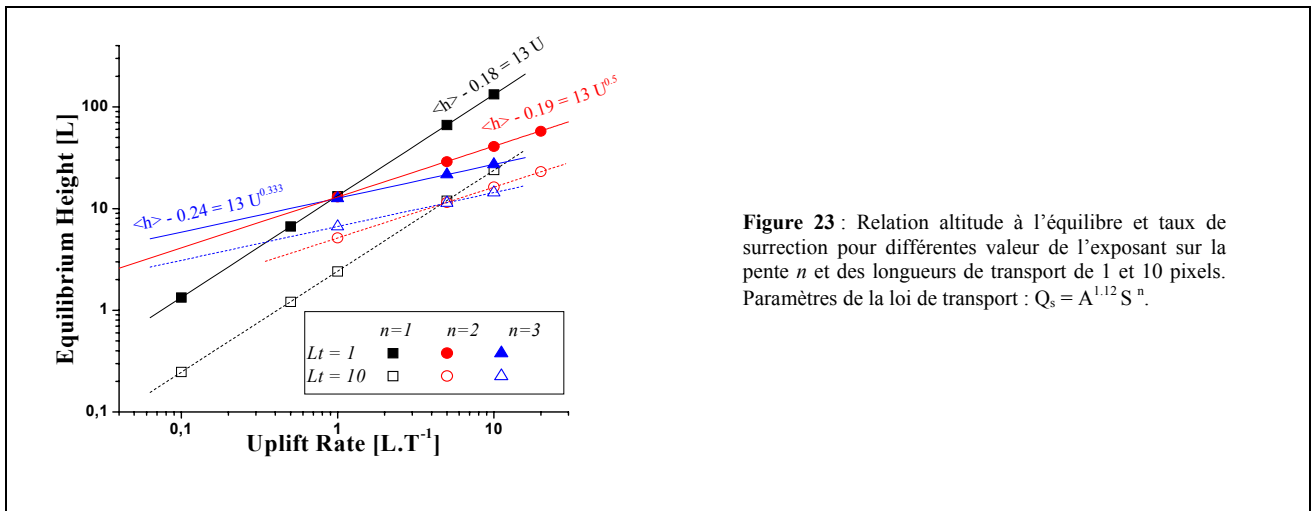


Figure 22 : Relation flux sédimentaire-altitude moyenne d'une simulation en relaxation partant d'un état d'équilibre dynamique. Notez l'échelle log-log.

Une autre manière d'appréhender la non-linéarité introduite par l'exposant n différent de 1, est regarder la loi d'échelle entre taux de surrection et altitude moyenne à l'équilibre. En reprenant les équations du paragraphe 4.3.3 de l'article précédent (*Interpretation of the mean-elevation vs uplift rate relationship*) avec un exposant n différent de 1, et un seuil nul, on montre facilement que la relation entre altitude moyenne $\langle h \rangle$ et taux de surrection U est de la forme :

$$\langle h \rangle \propto U^{1/n}.$$

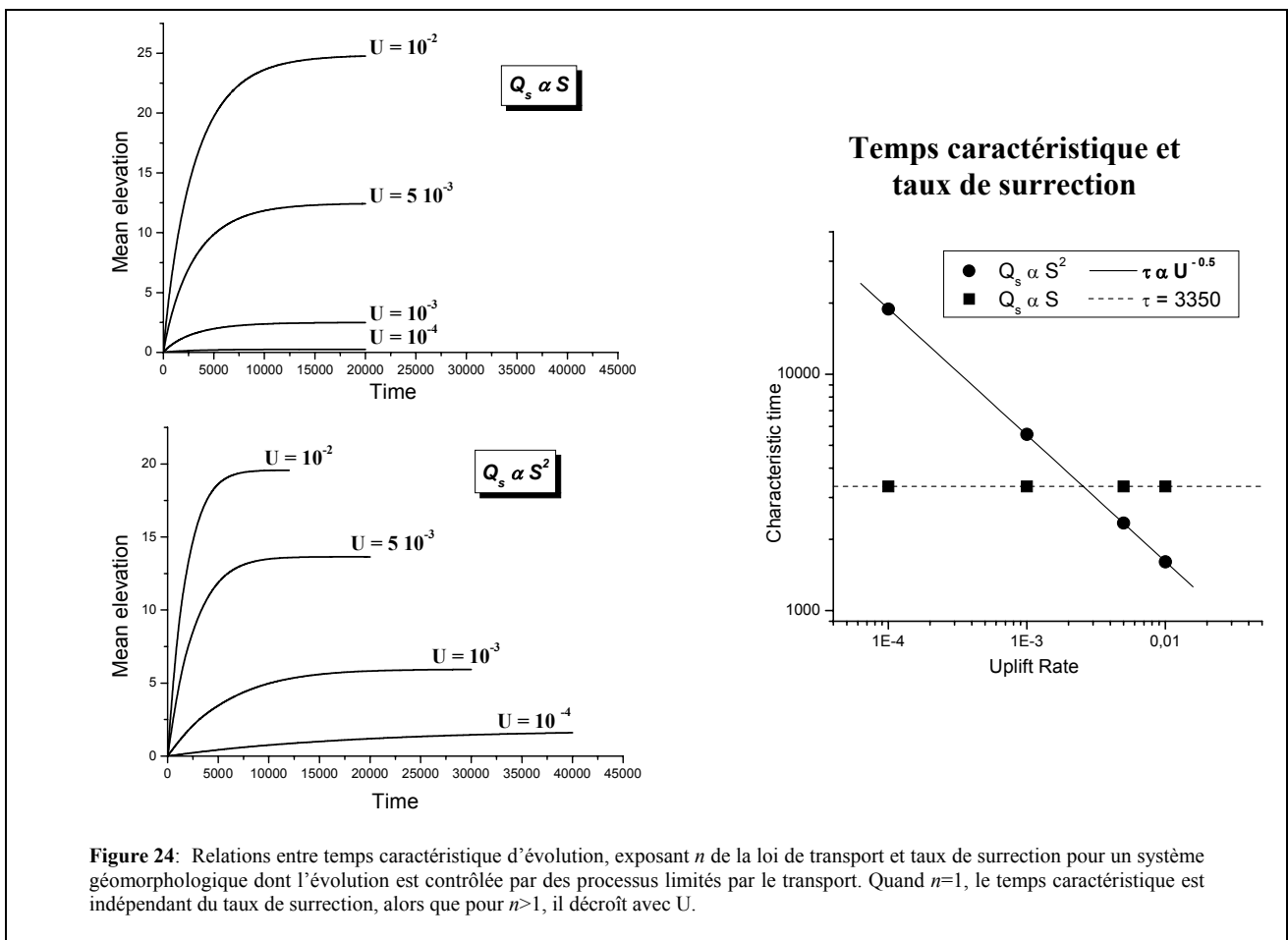


Les simulations confirment cette prédiction, et ce pour différentes longueurs de transport. Ces résultats donnent des contraintes très fortes sur l'interprétation des relations entre taux de dénudation (= taux de surrection à l'équilibre) et altitude moyenne.

L'exposant n relie l'érosion (ou le transport) à la pente topographique et son rôle est fondamental en ce qui concerne la réponse des systèmes géomorphologiques à différents taux de surrection. Dans le cas de systèmes limités par le détachement, Whipple et Tucker (1999) ont montré que le temps caractéristique τ de mise à l'équilibre suite à perturbation d'intensité U obéissait à la relation :

$$\tau \propto U^{1/n-1}.$$

Nous avons généralisé ces résultats aux systèmes pour lesquels la longueur de transport sédimentaire est finie (nous ne présentons que le cas $n=2$). Dans le cas d'une simulation à un seul processus d'érosion et en



appliquant un modèle d'évolution exponentielle (qui n'est pas strictement vérifié pour $n=2$, mais permet de définir simplement un temps de caractéristique similaire au cas où $n=1$) nous obtenons la même loi de puissance entre temps caractéristique et taux de surrection (figure 24).

Ces résultats soulignent le rôle fondamental de l'exposant n et la nécessité de déterminer sa valeur pour les systèmes naturels, qu'il s'agisse des versants, des rivières alluviales ou bedrock. C'est ce que nous tentons de faire dans la suite de ce travail, mais auparavant nous développons des critères morphologiques caractéristiques de l'état dynamique des topographies naturelles, de manière à pouvoir valider l'hypothèse d'état stationnaire nécessaire à l'application correcte des relations analytiques de la relation pente-aire drainée.

Chapitre III: Caractérisation des systèmes géomorphologiques en déséquilibre

La question qui nous intéresse est de savoir si l'organisation tridimensionnelle de la topographie contient les informations permettant de quantifier le degré de déséquilibre ϕ (défini comme le rapport entre le taux de dénudation moyen et le taux de surrection moyen), ou au moins de déterminer si le système est à l'état stationnaire. Cette détermination est d'importance, puisqu'elle contraint toute l'interprétation des relations entre flux sédimentaires, formes topographiques et taux de surrection.

Pour souligner la difficulté du problème, trois états successifs d'une même simulation numérique sont présentés en figure 1, classés volontairement dans le désordre et avec des exagérations verticales différentes. Ces trois états correspondent à des rapports entre taux de dénudation moyen et taux de surrection (ce dernier étant uniforme) égaux à 0.5, 0.8 et 1 (i.e., état stationnaire). Il est impossible de déterminer l'état dynamique de la topographie à partir de la seule observation qualitative de la forme. Une approche plus détaillée est nécessaire.

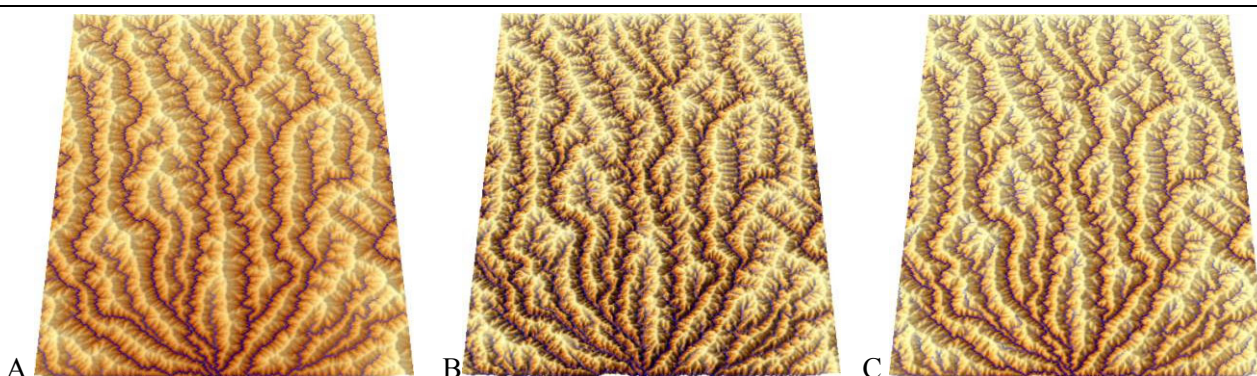


Figure 1: 3 stades d'une même simulation pour laquelle le taux de surrection est homogène et la condition limite est un seul exutoire (situé au sud) d'altitude nulle et constante (conditions périodiques à l'est et l'ouest et conditions miroirs au nord). Les 3 stades sont volontairement placés dans le désordre et avec des exagérations verticales ainsi que des gammes de couleur volontairement différentes. Ils correspondent à des rapports entre taux de dénudation moyen et taux de surrection égaux à 0.5, 0.8 et 1. Où se trouve la topographie à l'équilibre dynamique ?²

Dans ce chapitre, nous présentons les différentes approches que nous avons suivies pour tenter d'éclairer le problème et de définir des critères applicables aux systèmes naturels. Pour pouvoir quantifier le degré de déséquilibre, il est préférable d'avoir une relation analytique telle que la relation pente-aire drainée définie uniquement à l'équilibre. Willgoose (1994a) a proposé une telle relation dans le cas de systèmes en transport limité et en relaxation, relation qui s'exprime en fonction de la pente, de l'aire drainée et de l'altitude moyenne amont (cf Chapitre I.3.1). L'application de cette relation repose sur les résultats de simulations numériques en **relaxation**, pour lesquelles Willgoose observe que la topographie normalisée en chaque point par la différence d'altitude entre la position locale et le plus haut point de la topographie, tend vers une forme constante. Cette observation rejoint la notion d'homothétie des surfaces qui conditionne la linéarité des systèmes géomorphologiques (cf Chapitre II.2). Or, en relaxation, le modèle linéaire n'est valable que lorsque le système se trouve proche de l'état limite, c'est à dire déjà proche de l'état d'équilibre. Il reste à définir une relation pour des déséquilibres plus importants. Par ailleurs, cette relation n'est a priori applicable que pour les topographies en relaxation et est relativement difficile à appliquer telle quelle (il faut en effet connaître a priori l'exposant n sur la pente pour l'appliquer, cf eq I.21). Une approche plus simple et applicable aux systèmes en phase de croissance vers l'équilibre serait la bienvenue.

L'approche analytique hors équilibre étant complexe et peu certaine d'aboutir, nous avons adopté une approche empirique, basée sur l'étude de la propagation de l'équilibre dans une série de simulations

² A : 1, B : 0.5 et C : 0.8

numériques. Deux relations entre paramètres morphologiques ont été définies : la relation courbure de la vallée-aire drainée et une forme généralisée de la relation pente – aire drainée faisant intervenir la distance à la condition limite. Ces deux relations permettent de distinguer les topographies à l'équilibre et hors équilibre. La seconde permet théoriquement de relier un paramètre morphologique mesurable sur les topographies naturelles (la longueur de déséquilibre), au degré de déséquilibre du système, voire au temps depuis le début de la perturbation, si l'approximation linéaire est applicable pour l'évolution des variables macroscopiques. Son application requiert cependant une phase de calibrage et/ou une approche analytique que nous n'avons pas encore pu entamer.

Nous étudions la phase de mise à l'équilibre d'un système en surrection, après la phase d'organisation du réseau de drainage. Dans un premier temps, nous avons choisi d'étudier les topographies pour lesquelles la longueur de transport du matériel dans le réseau est inférieure à la taille du système. Nous discutons à la fin de ce chapitre le cas des systèmes limités par l'incision (i.e., longueur de transport infinie).

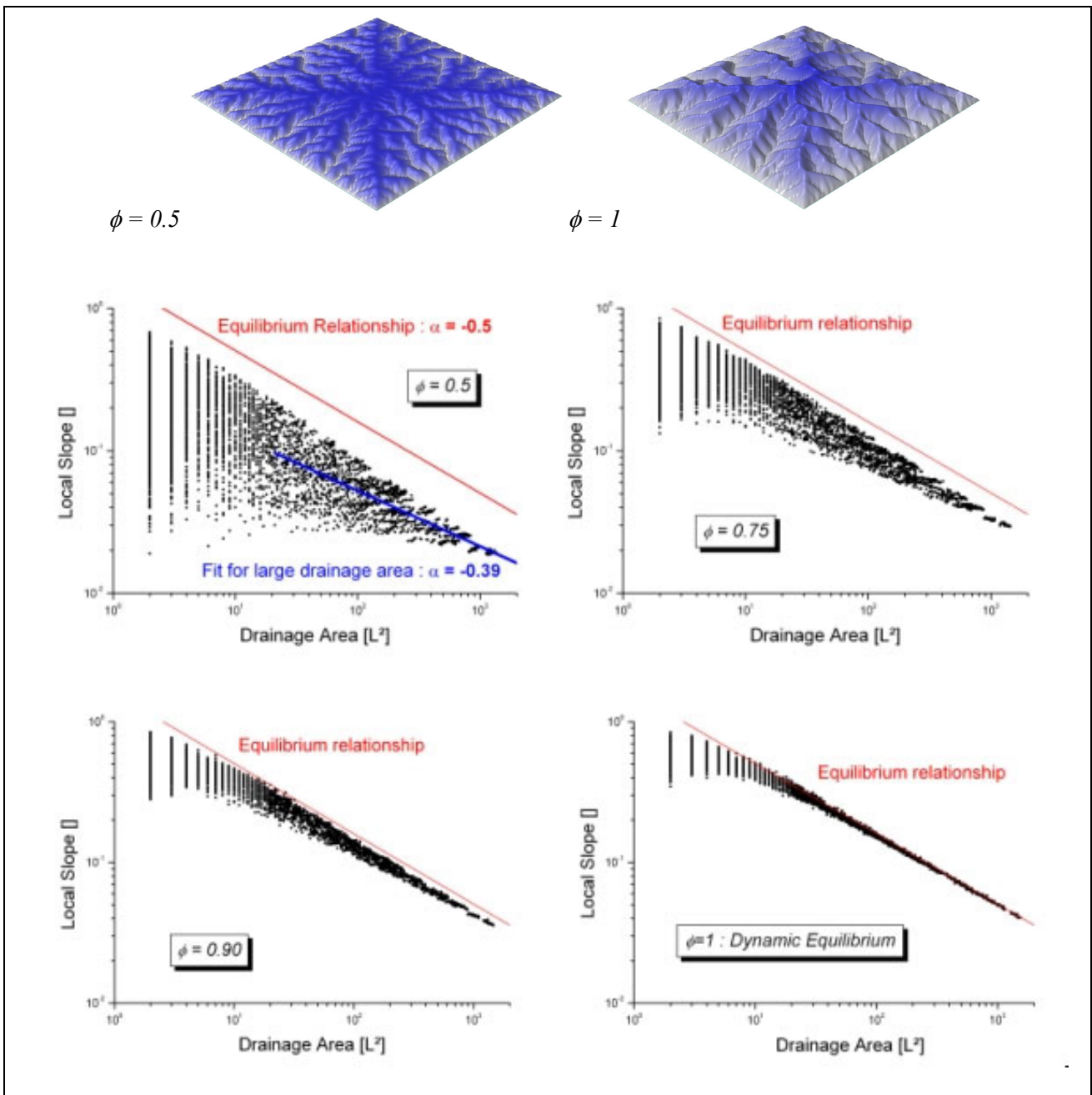


Figure 2: Diagrammes pente-aire drainée obtenus à partir de topographies d'une même simulation à différents degrés de déséquilibre. ϕ = taux de dénudation moyen/taux de surrection. Notez qu'il existe toujours une dépendance entre pente et aire drainée, et que compte tenu des erreurs sur les mnt naturels (cf Annexe A), les cas $\phi = 0.5$ et 0.75 pourraient tout à fait être considéré (à tort) comme des systèmes à l'équilibre. Dans ce cas, l'exposant de la relation pente-aire drainée est -0.39 , soit $\sim 20\%$ plus faible que l'exposant théorique.

III.1. Etude empirique des paramètres topographiques caractéristiques du déséquilibre

III.1.1. Analyse de la relation pente-aire drainée

Une simple simulation avec versants diffusifs et rivières en transport limité montre qu'il existe toujours une dépendance entre pente et aire drainée quel que soit le degré de déséquilibre. Dans le cas de l'équilibre, cette dépendance est univoque et il n'y a pas de dispersion autour de la relation théorique dans le domaine chenalisé. Par contre, dans les phases de mise à l'équilibre, les pentes sont (i) systématiquement plus faibles que les pentes à l'équilibre, et (ii) d'autant plus dispersées que ϕ est petit et que l'aire drainée est faible. Ceci suggère que la pente dépend d'un ou plusieurs autres facteurs qu'il nous faut déterminer. Soulignons qu'étant données les erreurs sur les MNT naturels (cf Annexe A), la dispersion des pentes ne peut être utilisée comme critère d'équilibre. Si un modèle en loi de puissance est appliqué (à tort) à un diagramme pente-aire drainée en déséquilibre, l'exposant ainsi que le facteur d'amplitude estimés seront biaisés en étant systématiquement plus faibles que les valeurs à l'équilibre correspondantes. Ce biais diminue avec le degré de déséquilibre de la topographie.

L'organisation du réseau de drainage restant à peu près constante, la mise à l'équilibre du système se fait par augmentation progressive des pentes topographiques ayant pour conséquence l'augmentation de l'érosion et du transport. La dispersion des pentes observées dans les diagrammes pente-aire drainée doit trouver une explication dans le mode d'adaptation de la pente locale aux perturbations des conditions limites.

III.1.2. Relation courbure de la vallée-aire drainée

La comparaison entre topographies à l'équilibre et topographies en déséquilibre montre que dans ces dernières, les vallées sont beaucoup plus incisées près de l'exutoire que loin de l'exutoire (figure 2, haut). Nous avons cherché à caractériser cette différence d'incision et de forme en calculant l'évolution de la courbure transversale des vallées avec l'aire drainée. L'idée sous-jacente est que durant la phase de mise à l'équilibre, la rivière a un potentiel d'incision plus important pour les grandes aires drainées que pour les petites. La courbure transversale des vallées (i.e. perpendiculaire à la direction de la rivière) devrait donc

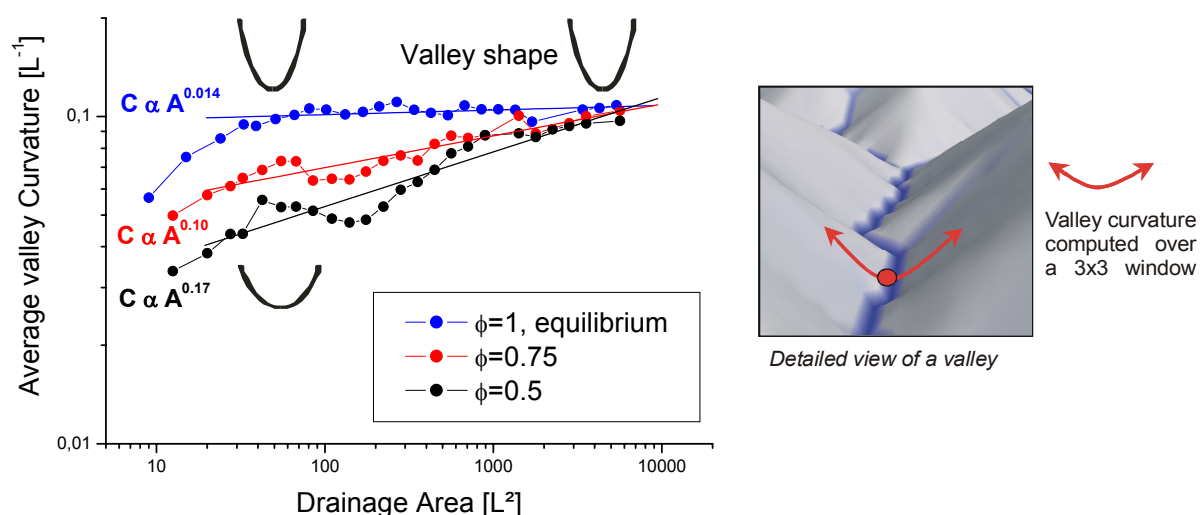


Figure 3: Evolution de la courbure transversale de la vallée en fonction de l'aire drainée pour différents degrés de déséquilibre dans un système limité par le transport. Les données brutes sont moyennées par intervalles d'aire drainée constants en dimension logarithmique. Dans le cas de systèmes en déséquilibre, les vallées sont plus incurvées près de l'exutoire que près des têtes de rivière et la courbure suit en moyenne une loi de puissance avec l'aire drainée. A l'équilibre, la courbure est constante pour les grandes aires drainées.

varier systématiquement avec l'aire drainée. Elle est calculée en chaque point de la rivière par fit d'un polynôme de second degré sur une fenêtre de 3 x 3 pixels.

L'analyse de la relation courbure de la vallée – aire drainée (figure 3) montre que pour les systèmes en déséquilibre, la courbure C obéit approximativement à une loi de puissance avec l'aire drainée de la forme :

$$C = C_0 A^\nu,$$

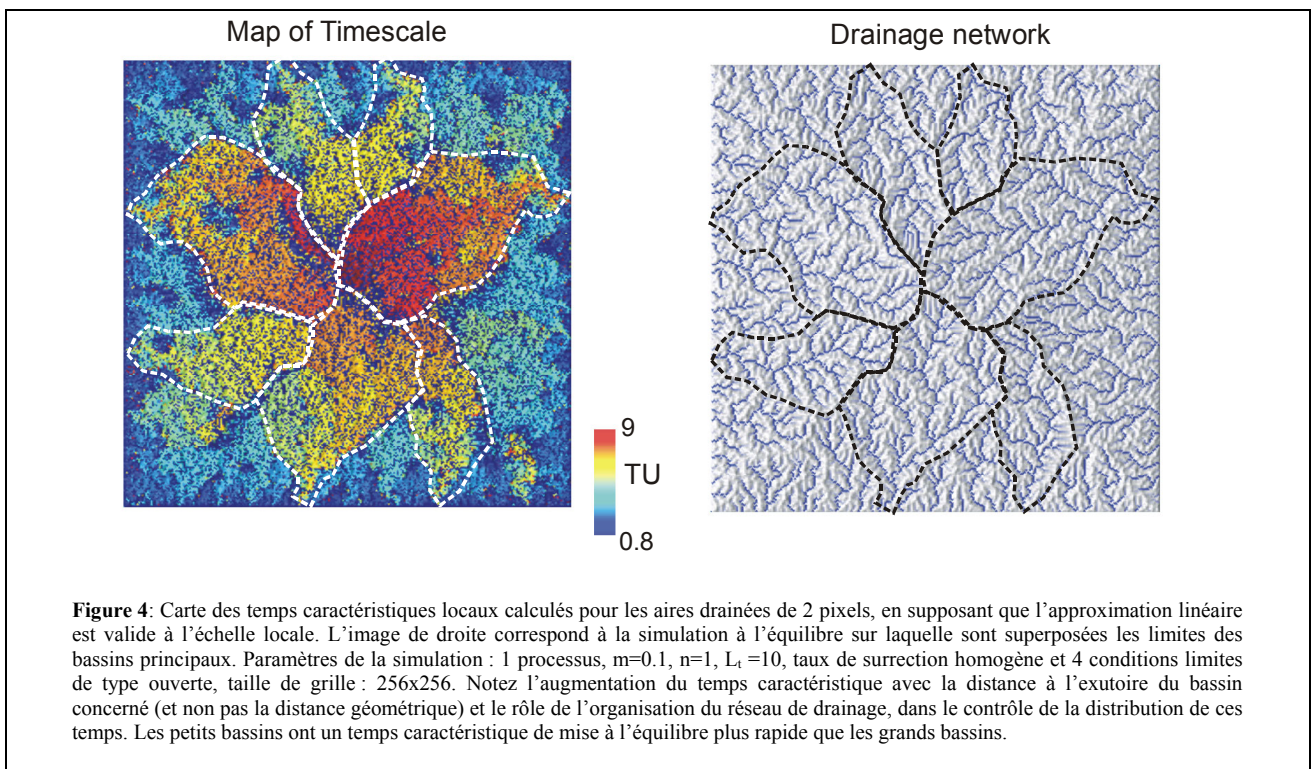
avec ν strictement positif et C_0 une constante. L'observation fondamentale est que ν décroît avec le degré de déséquilibre ϕ , jusqu'à 0 dans le cas de l'équilibre dynamique. Dans cet état, la courbure pour les grandes aires drainées est constante. La courbure hors équilibre est systématiquement plus faible que sa valeur d'équilibre sauf pour les très grandes aires drainées (i.e. à l'exutoire du bassin) où elle est rapidement égale à la courbure d'équilibre.

L'évolution de la courbure s'interprète en terme de réponse des versants à l'incision locale de la rivière. Le fait que la courbure augmente avec l'aire drainée met bien en évidence l'hétérogénéité de la réponse des versants. L'incision des rivières en déséquilibre augmentant avec l'aire drainée, les versants « voient » une vitesse d'incision de leur condition limite plus faible pour les rivières de petites aires drainées que pour les grandes. En conséquence, leurs pentes sont plus faibles. Par contre, à l'équilibre, les rivières incisant à la vitesse du taux de surrection, les versants ont tous la même forme, et la courbure est constante. La signification de la relation en loi de puissance, dans le cas du déséquilibre et ses relations avec les paramètres de la loi d'érosion, sur les versants et dans les rivières n'est pas encore comprise.

Cette approche fonctionne bien pour les simulations numériques car le fond de vallée correspond à un seul pixel (la rivière) pour toutes les aires drainées et le calcul de la courbure de la vallée sur 3 x 3 pixels est donc assez précis. Pour les MNT naturels, la largeur des fonds de vallées augmente avec l'aire drainée. Le calcul de courbure de la vallée est donc plus délicat. Nous montrons cependant que l'approche donne de bons résultats sur les systèmes naturels (cf paragraphe III.2). Néanmoins, nous avons cherché à compléter la description du déséquilibre avec d'autres paramètres.

III.1.3. Propagation de l'équilibre dans le système

De manière à contraindre les modalités de mise à l'équilibre du système nous étudions successivement le cas d'un système dominé par un seul processus d'érosion, et le cas de deux processus différents. Le premier cas permet de simplifier les interactions entre versant et réseau et le deuxième se rapproche de la configuration d'un système naturel.



Cas d'un seul processus

Dans le cas d'un système où le réseau de drainage (i.e., les direction d'écoulements, et non le réseau hydrographique) est parfaitement stable, nous avons estimé le temps caractéristique d'évolution des points d'aire drainée 2 pixels en utilisant un modèle de type :

$$h = h_{eq}(1 - e^{-t/\tau}), (1)$$

avec h l'altitude locale au temps t , h_{eq} l'altitude à l'équilibre dynamique et τ le temps caractéristique du point. Même si ce modèle n'est pas toujours parfaitement valide, en particulier pour les points situés près des crêtes, il donne une idée de la vitesse locale de mise à l'équilibre.

L'analyse de la carte des temps caractéristiques (figure 4) met en évidence une forte dépendance du temps caractéristique avec :

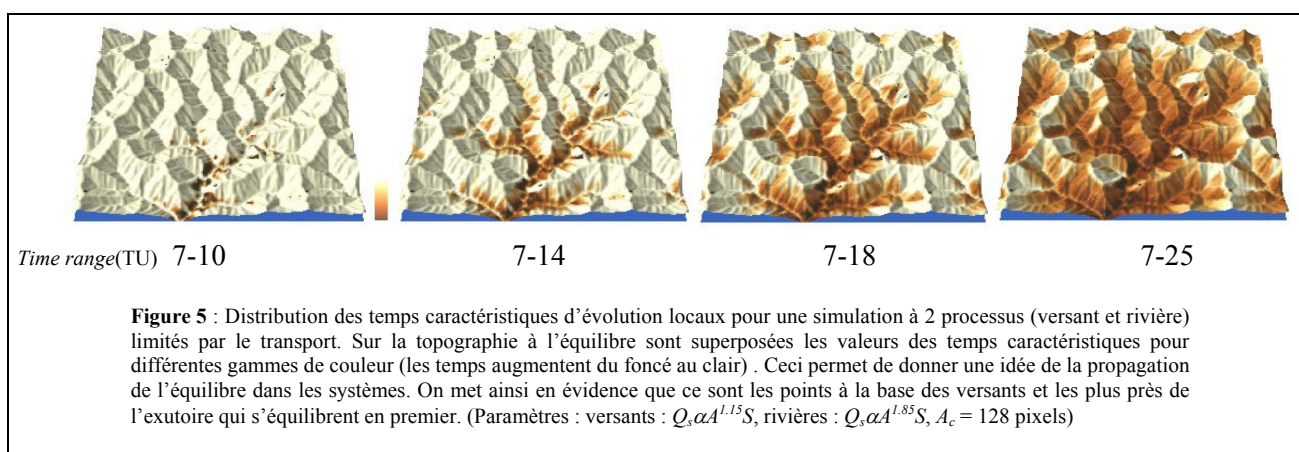
- La taille du bassin versant : plus celui-ci est grand, plus le temps caractéristique d'évolution de chaque point est long.
- La distance à l'exutoire au sein d'un même bassin versant : plus la distance hydrologique (et non géométrique) avec la condition limite est grande, plus le temps caractéristique est grand.

On observe donc une adaptation très hétérogène du système gouvernée par la structuration hydrologique de la topographie. Ceci implique de travailler par bassins élémentaires (i.e., connectés à la condition limite) et non sur l'ensemble de la topographie. Au sein de ces bassins, la distance à l'exutoire apparaît comme un paramètre critique de contrôle de la vitesse de mise à l'équilibre.

Cas de deux processus

L'approche précédente permet de caractériser la propagation de l'équilibre au sein par exemple d'un versant pour lequel le taux d'incision à la base est constant. Dans le cas plus général d'un couplage entre versant et réseau, et si la longueur de transport dans le réseau hydrographique est inférieure à la taille du système, alors réseau et versants s'adaptent en permanence à l'augmentation du flux sédimentaire (liée à l'équilibration progressive des versants) et de la vitesse d'incision (liée à l'équilibration progressive des rivières aux conditions de surrection) dans le réseau. Il en résulte une réponse complexe, mais qui à l'échelle macroscopique se traduit relativement simplement par une évolution caractéristique d'un système linéaire.

Comme pour la simulation précédente, nous calculons le temps caractéristique d'évolution en chaque point de la topographie à partir de l'équation (1) (figure 5). Nous retrouvons une forte dépendance du temps caractéristique local avec la distance à l'exutoire et l'aire drainée.



Considérant qu'à l'équilibre dynamique, les formes topographiques sont caractérisées par la relation entre pente et aire drainée, et qu'une relation caractérisant le système hors équilibre doit tendre systématiquement vers la relation d'équilibre, nous avons entrepris d'étudier la relation entre pente locale, aire drainée et distance à l'exutoire (figure 6). Nous employons le terme plus général de distance à la condition limite du système qui est liée à la zone de perturbation tectonique du système. Par exemple, pour une chaîne de montagne, la condition limite pertinente pour étudier le déséquilibre est le chevauchement frontal, et non l'exutoire se trouvant après la plaine alluviale.

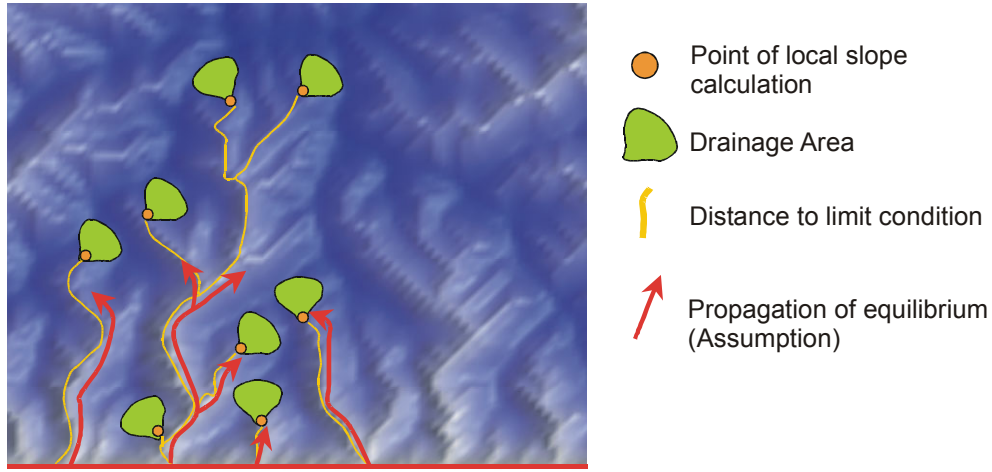


Figure 6: Schéma illustrant les différents paramètres calculés sur un MNT pour établir la relation pente-aire drainée distance à la condition limite.

III.1.4. Relation pente-aire drainée-distance à la condition limite

Les points situés près des crêtes s'équilibrant en dernier, ils seront les plus susceptibles d'enregistrer le déséquilibre. Nous étudions donc les relations entre pente et distance à la condition limite pour des petites aires drainées variant de l'ordre de 2 à quelques pixels. Nous traitons le cas à 2 processus d'érosion et de transport plus proche des systèmes naturels que le cas à 1 processus. Les paramètres de la simulation sont :

- Versants : $Q_s = Q^{1.25} S$, longueur de transport = 1 pixel
- Rivières : $Q_s = Q^{1.5} S$, longueur de transport = 1 pixel
- Aire critique de transition versant-réseau : 1000 pixels
- Topographie initiale = système à l'équilibre dynamique
- Grille de 384x256 pixels avec 1 exutoire (voir figure 1)

La figure (1) présente trois topographies successives de la simulation. Pour ne pas avoir de variations significatives de l'organisation du réseau de drainage durant l'évolution du système, la topographie initiale correspond à la topographie d'équilibre d'une précédente simulation soumise à un taux de surrection U . Nous étudions la réponse de cette topographie à une multiplication par 2 du taux de surrection.

L'analyse des topographies à différents degrés de déséquilibre (figure 7) montre que pour une aire drainée donnée, la pente S décroît exponentiellement avec la distance à la condition limite x selon un modèle :

$$S = S_0 e^{-x/L_d},$$

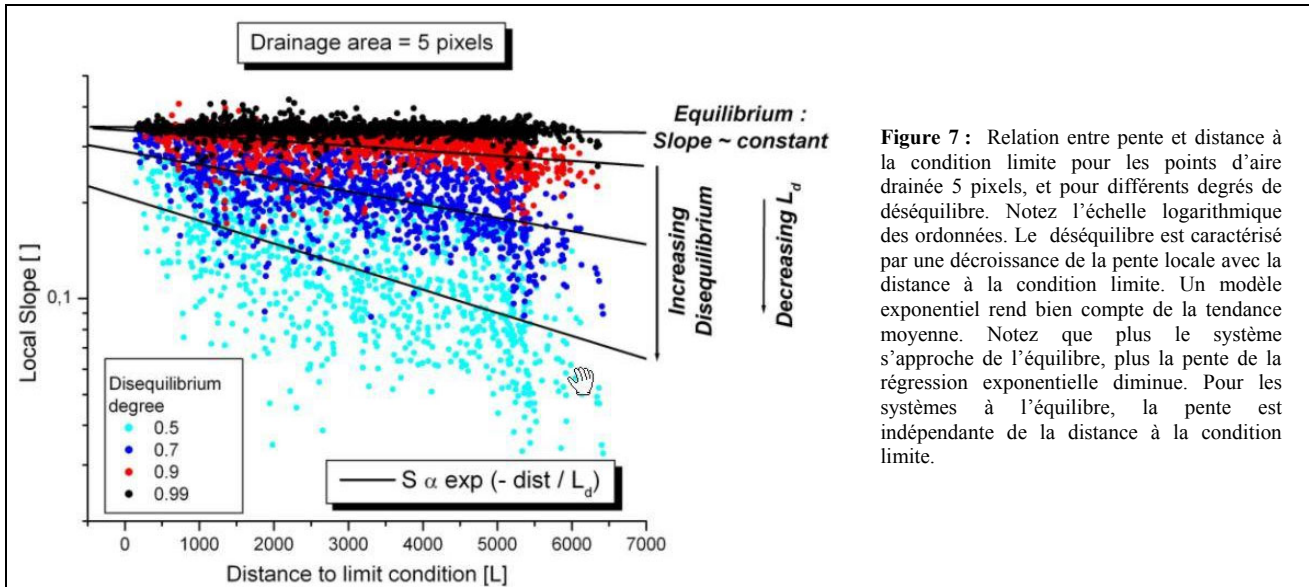
où nous définissons L_d comme une longueur caractéristique du déséquilibre, et S_0 est une constante sans dimension. L_d et S_0 augmentent tous deux avec le degré de déséquilibre. A l'équilibre, S_0 est égal à la pente d'équilibre, et L_d tend vers l'infini, i.e. la pente est indépendante de la distance à la condition limite. On peut donc proposer une relation pente-aire drainée généralisée, incorporant la distance à l'exutoire :

$$S = k_0 e^{-x/L_d} \times kA^{-\theta},$$

avec k_0 une constante tendant vers 1 à l'équilibre.

L'analyse des relations entre L_d (normalisé par la longueur hydrologique du système L_s) et ϕ (figure 8) pour différentes aires drainées met en évidence une relation de la forme :

$$\frac{L_s}{L_d} = a(1 - \phi), \quad (2)$$



où a est une constante voisine de 2.1 et qui semble dépendre relativement peu de l'aire drainée.

On obtient donc une expression générale de la pente locale en fonction de l'aire drainée, de la distance à la condition limite et du degré de déséquilibre de la forme :

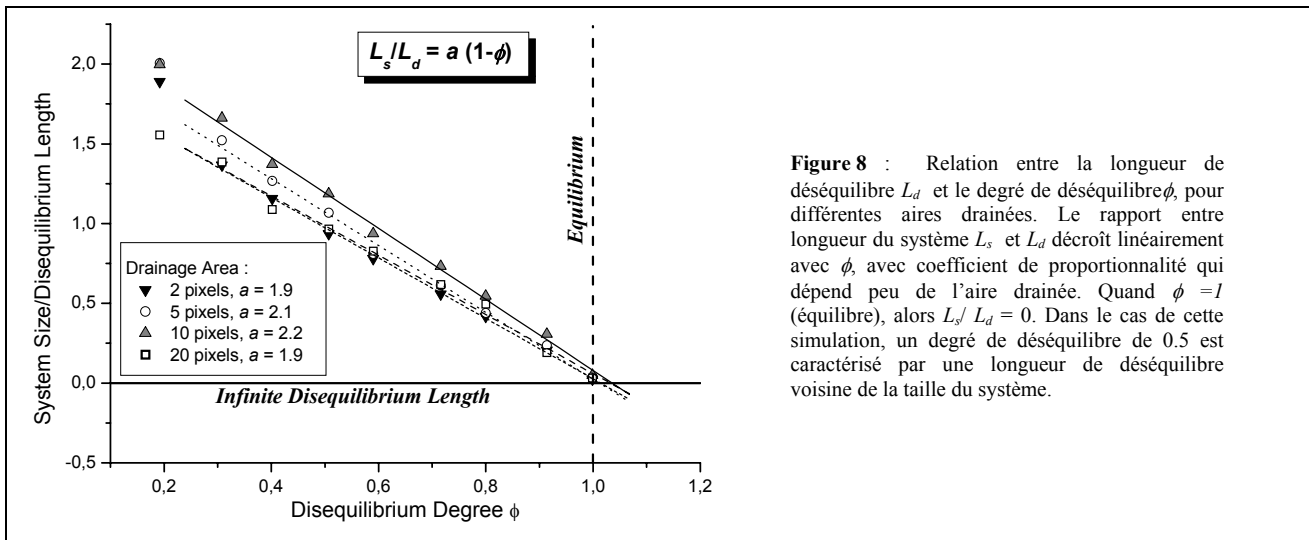
$$S = \underbrace{k_d e^{\frac{ax(1-\phi)}{L_s}}}_{\text{Facteur de déséquilibre } < 1} \times \underbrace{kA^{-\theta}}_{\text{Pente à l'équilibre}}, \quad (3)$$

avec k_d une constante dépendant du degré de déséquilibre, k et θ les paramètres de la relation pente-aire drainée à l'équilibre.

Si l'on suppose maintenant que l'approximation linéaire est vérifiée pour le bassin versant dans son ensemble, le flux sédimentaire total Q_s s'exprime comme :

$$Q_s = A_s U \left(1 - e^{-t/\tau} \right),$$

avec A_s l'aire du système, U le taux de surrection, t le temps et τ le temps caractéristique d'évolution du système. Le degré de déséquilibre ϕ étant égal à $Q_s/(A_s U)$, il s'écrit :



$$\phi = 1 - e^{-t/\tau}. \quad (4)$$

En introduisant l'équation (4) dans l'expression générale de la pente (eq. 3), on obtient alors l'expression de la pente topographique en fonction du temps :

$$S = k_d \exp\left(-a \frac{x \exp(-t/\tau)}{L_s}\right) \times kA^{-\theta}, \quad (5)$$

ainsi que l'évolution de la longueur de déséquilibre au cours du temps :

$$L_d = \frac{L_s}{a} e^{-t/\tau}. \quad (6)$$

Ces résultats permettent d'envisager une quantification du degré de déséquilibre des reliefs naturels, à condition que la dépendance du paramètre a avec les autres variables du système (A_s , nature des processus d'érosion, longueur de transport, transition versant réseau et aire drainée) soit connue. Nous y travaillons.

Nous montrons cependant, que dans le cas d'une topographie dominée par des longueurs de transport faibles sur les versants et dans les rivières (i.e., des processus limités par le transport), l'état dynamique (i.e., équilibre ou déséquilibre) peut être caractérisé à partir de la détermination de la longueur de déséquilibre pour les petites aires drainées. Si cette longueur est de l'ordre de grandeur de la taille du système, alors la topographie est en déséquilibre, tandis que si cette longueur est très grande (i.e., la pente est indépendante de la distance à l'exutoire), la topographie est à l'équilibre dynamique. Cette approche suppose évidemment que le taux de surrection et l'érodabilité soient homogènes. Soulignons, que s'il existe un gradient de taux de surrection dans le sens d'étirement principal du bassin versant, il peut induire une dépendance significative entre pente et distance à la condition limite n'ayant pas de signification en terme d'état dynamique du système.

Nous avons vérifié que cette relation permet de distinguer et caractériser les systèmes en relaxation. Dans ce cas, la pente augmente exponentiellement avec la distance à l'exutoire, et on mesure une longueur de déséquilibre négative. La valeur absolue de cette longueur obéit aussi à l'équation (2).

III.2. Application aux systèmes naturels

Pour pouvoir valider les résultats précédents sur des systèmes naturels, il faut choisir des topographies pour lesquelles l'état dynamique est connu a priori. Or, rares sont les systèmes où cet état a été clairement identifié. Nous avons retenu quatre exemples : 2 systèmes pour lesquels l'état stationnaire est assez bien contraint et 2 pour lesquels on suspecte un déséquilibre.

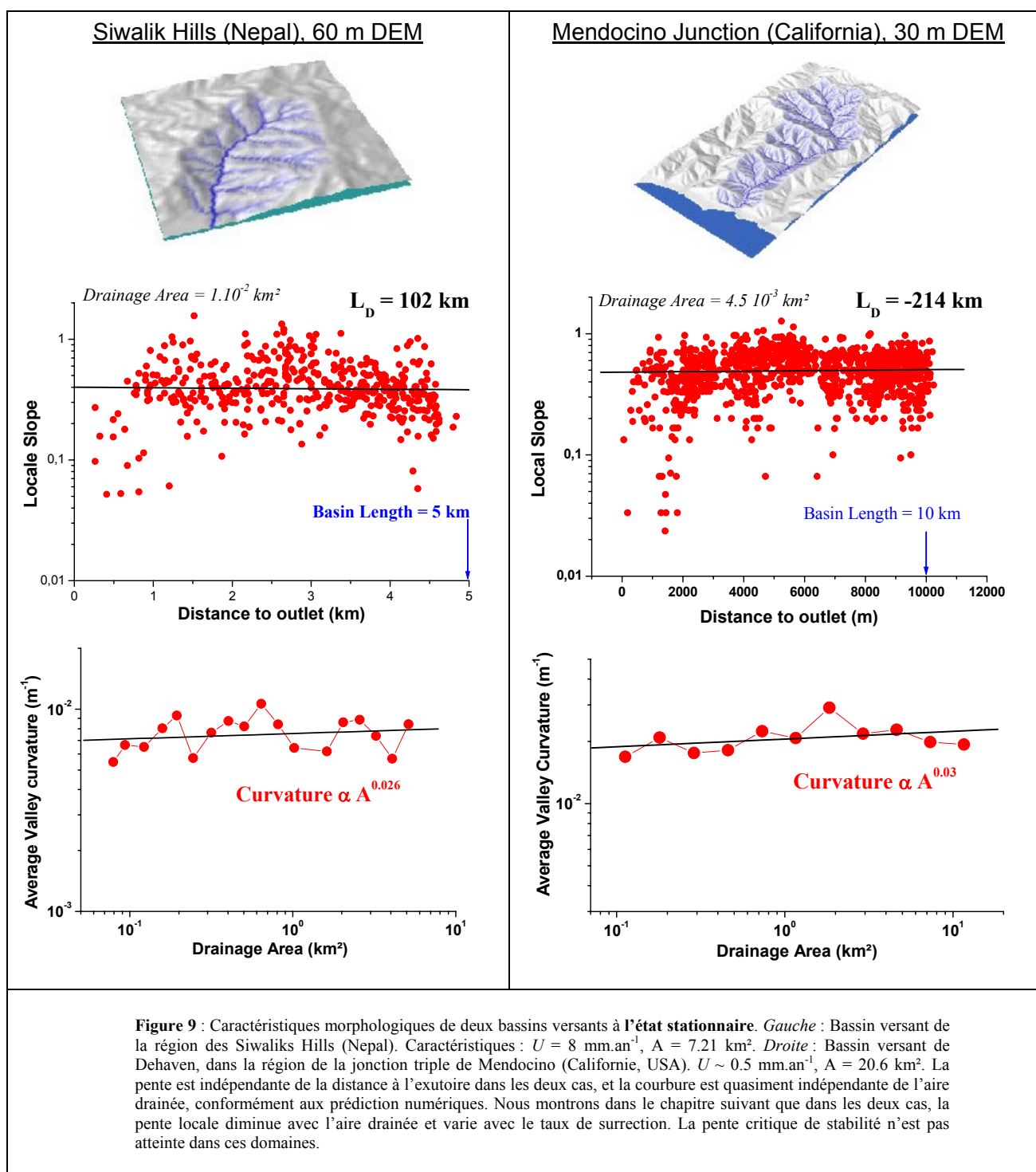
III.2.1. Systèmes à l'état stationnaire

Dans la région du pli des Siwaliks Hills (Népal)³, les coupes équilibrées [Lavé, 1997] montrent qu'au moins 90 % du matériel mis en surface au niveau de la rampe du pli a été érodé. A long terme, la topographie dans son ensemble est donc proche d'un état stationnaire. Nous avons étudié un bassin tributaire⁴ de la Bagmati, sélectionné parce qu'il s'agit d'un des plus grands bassins du pli ($A = 7.2 \text{ km}^2$), que son taux de surrection (connu par les études de Lavé et Avouac [2000], et Hurtrez et al. [1999]) est relativement uniforme ($U = 8 \text{ mm.yr}^{-1}$) et que la lithologie est homogène (grès de la formation des Siwaliks moyens). L'analyse est effectuée sur le MNT à 60 m dérivé du 20 m (moyenne glissante) obtenu à partir de couple stéréo de photos satellites SPOT.

La deuxième bassin étudié se situe dans la région de la jonction triple de Mendocino (Californie, USA). Les arguments en faveur de la stationnarité des reliefs sont moins forts que pour les Siwaliks. Dans la zone étudiée, le taux de surrection est resté à peu près constant depuis 300 ka et les profils de rivière (de type *bedrock*) sont parfaitement concaves et sans ruptures de pente. Snyder et al. (2000) proposent donc que le système soit proche ou à l'état d'équilibre. Le bassin étudié est le bassin de Dehaven ($A = 20.6 \text{ km}^2$, $U \sim 0.5$

³ Une description plus complète de cette région est présentée dans le chapitre III

⁴ Bassin n° 10 dans la figure III.1



mm.an⁻¹) dont la relation pente-aire drainée est présentée dans la figure III.8. L'analyse est effectuée sur le MNT à 30 m de l'USGS.

La mesure de la relation courbure-aire drainée, et de la relation pente-distance à la condition limite (figure 9) donne des résultats similaires pour les deux bassins :

- Les pentes mesurées pour de petites aires drainées sont indépendantes de la distance à l'exutoire. Le rapport entre longueur de déséquilibre et longueur du système est voisin de 20 dans les deux cas. La longueur de déséquilibre négative dans le cas de Mendocino vient du fait que les pentes étant quasiment indépendantes de la distance à l'exutoire, le fit exponentiel est très mal contraint. A titre indicatif, en utilisant les résultats des simulations numériques (eq. 2), le rapport L_s/L_D correspond à un degré de déséquilibre de 0.975.
- La courbure de la vallée pour les grandes aires drainées est quasiment indépendante de l'aire drainée.

Si ces deux bassins sont effectivement à l'équilibre dynamique et si les simulations numériques sont représentatives de la dynamique de ces systèmes, alors nous montrons que dans ces deux bassins, l'état stationnaire est caractérisé par une courbure des vallées indépendante de l'aire drainée, et des pentes locales indépendantes de la distance à l'exutoire.

Soulignons que dans les simulations numériques, le modèle de versant que nous avons utilisé est basé sur celui estimé dans la région des Siwaliks, et qui est probablement identique à celui de la région de Mendocino (cf Chapitre III).

III.2.2. Systèmes en phase de mise à l'équilibre

Deux bassins situés en France ont été choisis en fonction de critères morphologiques suggérant un état de déséquilibre :

- le bassin du Queffleuth est situé dans le nord de la Bretagne (France) et est caractérisé par une incision récente du relief et un profil de rivière convexe ($A = 22.4 \text{ km}^2$, U estimé entre 0.1 et 1

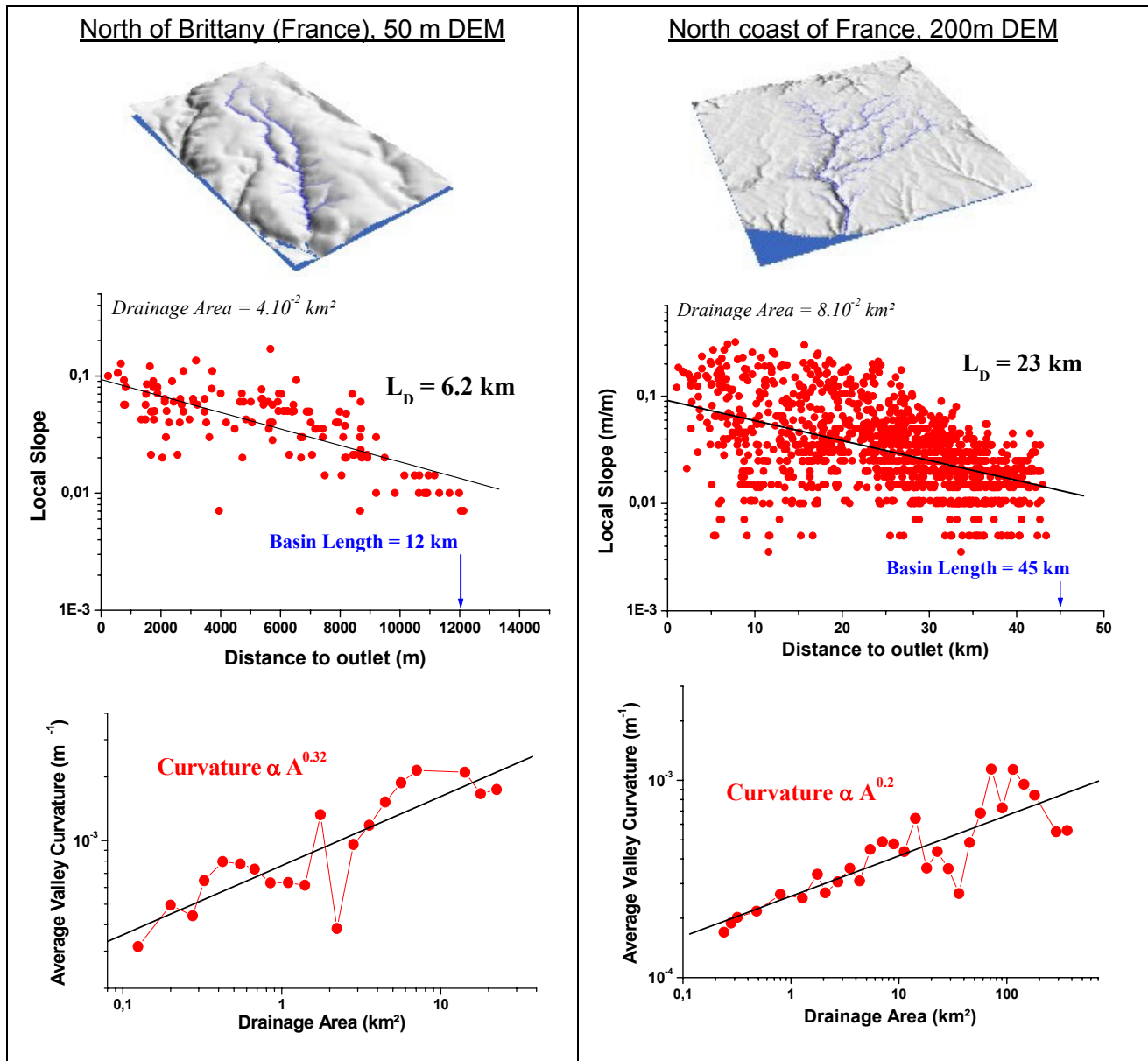


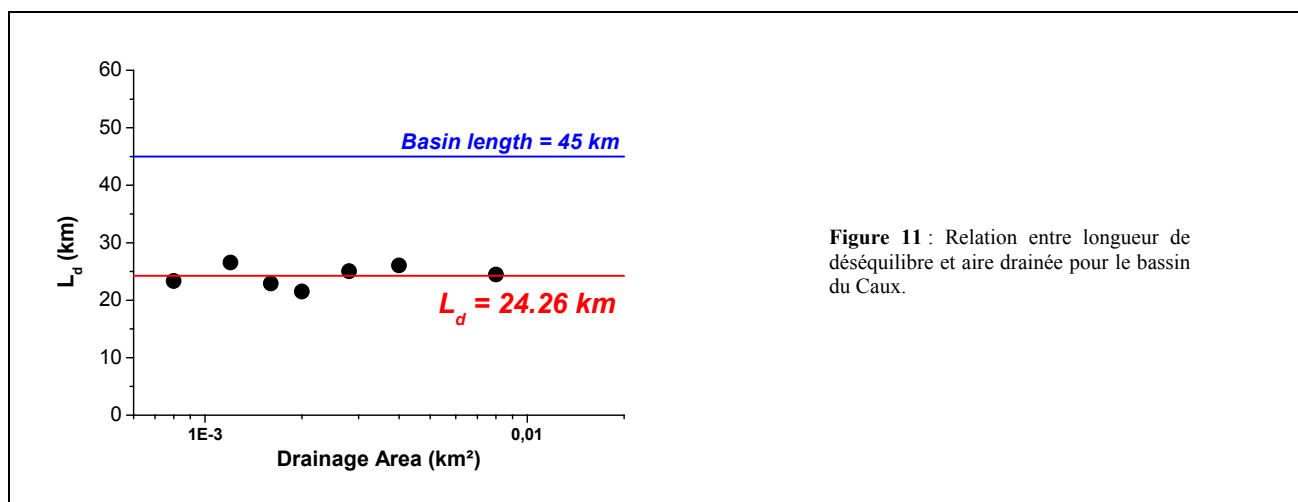
Figure 10 : Caractéristiques morphologiques de deux bassins versants en **déséquilibre**. *Gauche :* Bassin versant du Queffleuth (Bretagne Nord, France). Caractéristiques : $U \sim 0.1\text{-}1 \text{ mm.an}^{-1}$, $A = 22.4 \text{ km}^2$. *Droite :* Bassin versant du Caux, au nord du Havre (France). Taux de surrection inconnu, $A = 372 \text{ km}^2$. Dans les deux bassins, la pente décroît exponentiellement avec la distance à l'exutoire et les longueurs de déséquilibre calculées sont égales à la moitié de la taille du bassin. La courbure augmente significativement avec l'aire drainée en obéissant à une loi de puissance.

mm.an⁻¹ [Lenôtre et al., 1999 ; Bonnet, 1998]. L'analyse est effectuée sur le MNT à 50 m de L'Institut Géographique National.

- le bassin de la région du Pays de Caux est situé au Nord du Havre, et est caractérisé par une incision récente et l'existence de rupture de pente d'environ 20 m située à 20 km en amont de l'exutoire ($A = 372 \text{ km}^2$, taux de surrection (ou vitesse de chute du niveau de base) inconnue). L'analyse topographique a été effectuée sur le MNT à 200 m de l'IGN.

L'analyse des deux bassins donne des résultats similaires : la pente décroît exponentiellement avec la distance à l'exutoire et la longueur de déséquilibre est environ deux fois plus petite que la taille du bassin. La courbure des vallées augmente avec l'aire drainée et obéit à une loi de puissance avec un exposant de 0.2 pour le bassin de Caux et 0.3 pour le Queffleuth.

Considérant que le taux de surrection (ou la vitesse de chute du niveau de base) est homogène à l'échelle des bassins versants, nous montrons donc que la topographie de ces régions n'est pas à l'équilibre. Il s'agit d'une évidence, compte-tenu des critères morphologiques que nous avons retenus pour choisir ces bassins versants. Néanmoins, nous montrons l'existence de la longueur de déséquilibre. Dès lors, on peut envisager une quantification du degré de déséquilibre des systèmes naturels à partir d'une connaissance approfondie du paramètre a de l'équation (2). Par exemple, dans le cas du bassin du Caux, L_d est indépendant de l'aire drainée (figure 11), montrant que a l'est aussi.



III.3. Discussion

Les résultats obtenus avec les simulations numériques s'appliquent à des systèmes pour lesquels versant et rivières sont fortement couplés, i.e., ils ne peuvent être à l'équilibre indépendamment l'un de l'autre. Dans le cas d'une longueur de transport infinie (i.e., processus limité par l'incision) dans le réseau hydrographique, les rivières peuvent être à l'équilibre indépendamment des versants. Dans ce cas particulier, en considérant que la mise à l'équilibre du réseau hydrographique est quasiment instantanée par rapport à celle des versants, ces derniers seront tous dans le même degré de déséquilibre quelle que soit leur position dans le réseau hydrographique. En particulier, les pentes basales de versants auront toutes la même valeur, et la courbure de la vallée sera indépendante de l'aire drainée, bien qu'étant plus faibles que les valeurs à l'équilibre. De même pour une même aire drainée, les pentes seront quasiment indépendantes de la distance à l'exutoire. L'évolution au cours du temps est caractérisée par une augmentation synchrone et uniforme des pentes de versant. A un instant donné, il ne sera pas possible de distinguer entre équilibre et déséquilibre à partir de la relation proposée.

Il faut donc s'intéresser à la forme individuelle de chaque versant. Nous avons montré que dans le cas d'un seul processus d'érosion (figure 4), le temps de mise à l'équilibre dépendait de la distance à l'exutoire. Il est donc théoriquement possible d'étudier la relation entre pente et distance à la condition limite à l'échelle du versant. La condition limite est dans ce cas la rivière au pied du versant. Cette approche est possible si les versants sont suffisamment grands et si on dispose d'un MNT de haute résolution (10 m par exemple). Nous n'avons pas encore pu poursuivre cette approche.

La discussion précédente montre que la validation des prédictions dans le cadre des Siwaliks et de la région de Mendocino, nécessite d'estimer la longueur de transport dans le réseau hydrographique. Le point clé est de savoir s'il existe un segment alluvial pour les grandes aires drainées qui indiquerait que le système n'est pas intégralement en détachement limité. Dans ce cas, une partie au moins des versants du bassin aurait une réponse dépendant de la distance à l'exutoire (la partie située au niveau du segment alluvial). La pente (pour une aire drainée donnée) diminuerait donc avec la distance à l'exutoire sans forcément obéir à une relation exponentielle. Cet argument suffit à prouver le déséquilibre, puisque la pente n'est pas uniquement fonction de l'aire drainée. Nous n'avons pas de renseignements concernant les petites rivières tributaires de la Bagmati et de la Bakeya dans la région des Siwaliks. Par contre, dans le cas de la région de Mendocino, Snyder et al. (2000) ont identifié les transitions entre tronçons à substratum rocheux et tronçons alluviaux. Dans le bassin de Juan Creek, voisin de Dehaven, le tronçon alluvial s'étend sur plus de 70 % de la longueur totale de la rivière principale (figure 7A dans Snyder et al. (2000)). En conséquence, il est probable que les résultats obtenus caractérisent bien l'état stationnaire du système et non un même degré de déséquilibre pour l'ensemble des versants.

Dans le cas de versants où les pentes ont atteint un seuil de stabilité (mécanismes de types éboulement), il n'y a pas de dépendance entre forme des versants et distance à l'exutoire. Comme les versants sont à l'équilibre avec les conditions d'incision de la rivière, l'interprétation de l'indépendance entre pente et distance rejoint celle du cas plus général de versants dominés par des processus de type advection-diffusion.

Enfin, soulignons que cette approche n'est valable que pour un taux de surrection et une lithologie homogène. D'emblée elle paraît donc limitée pour les très grands bassins versants fluviaux (d'échelle continentale) les plus susceptibles de ne pas remplir ces conditions.

III.4. Conclusion

Nous avons montré que dans le cas d'une topographie dominée par des processus limités par le transport sur les versants, et avec une longueur de transport inférieure à la taille du système dans le réseau hydrographique, la vitesse de mise à l'équilibre du système dépendait de l'aire drainée et de la distance à l'exutoire. Cette dépendance vient de la propagation d'aval en amont de la perturbation de la condition limite au sein du réseau.

Partant de cette observation, nous avons montré que l'état de déséquilibre était caractérisé :

- par une relation en loi de puissance entre courbure de la vallée et aire drainée : $C = C_0 A^\nu$
- par une relation entre pente locale – aire drainée et distance à la condition limite de la forme :

$$S = k_0 e^{-x/L_d} \times kA^{-\theta},$$

dans laquelle k_0 et le terme exponentiel tendent vers 1 à l'équilibre dynamique.

La longueur de déséquilibre L_d est une fonction du degré de déséquilibre macroscopique de la topographie, ainsi que d'un paramètre a dont il reste à déterminer la dépendance avec les variables critiques du système. L_d est positif dans le cas de système tendant vers un état d'équilibre dynamique, négatif dans le cas de la relaxation, ce qui permet théoriquement de distinguer ces deux types d'évolution.

L'état stationnaire est caractérisé par une courbure de la vallée indépendante de l'aire drainée, et par une longueur de déséquilibre infinie, i.e. la pente est indépendante de la distance à l'exutoire.

Nous avons montré que L_d pouvait être calculé sur des systèmes naturels supposés en déséquilibre, et vérifié que pour les systèmes en état stationnaire, la pente topographique pour une aire drainée donnée était indépendante de la distance à la condition limite. Nous n'avons pas pu vérifier les prédictions dans le cas de systèmes en relaxation, mais si L_d a pu être calculé pour des systèmes en phase de croissance, il devrait l'être pour les systèmes en relaxation. Il reste à trouver un exemple naturel.

A ce stade, il est donc possible de caractériser l'état dynamique des reliefs naturels (système en phase de croissance, système à l'état d'équilibre et système en relaxation), mais la quantification du degré de déséquilibre macroscopique reste encore inaccessible.

Chapitre IV: Analyse quantitative des systèmes naturels à l'équilibre dynamique

Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence le rôle fondamental des diagrammes pente-aire drainée dans l'analyse quantitative des surfaces topographiques expérimentales et simulées numériquement. A partir d'une série d'hypothèses sur la dépendance des processus d'érosion et de transport avec la pente topographique et l'aire drainée, nous avons interprété les formes topographiques en terme de lois d'érosion et de transport. En particulier, nous avons utilisé la réponse de la topographie à des taux de surrection variables pour contraindre la dépendance de ces lois avec la pente (l'exposant n), ainsi que pour mettre en évidence l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable.

Notre objectif dans ce chapitre est d'appliquer la même approche aux systèmes naturels en nous concentrant sur la détermination d'un modèle d'érosion pour les versants des régions tectoniquement actives. Dans ces domaines, le modèle « traditionnel » d'évolution des versants est de type pente de stabilité critique. Il implique une réponse quasi-instantanée des versants à toute perturbation de l'incision des rivières. Si il est vérifié, la pente des versants doit être indépendante du taux de surrection et le temps caractéristique du système est uniquement dépendant de celui des rivières [Whipple, 2001].

Nous avons cherché à vérifier la validité de ce modèle dans une région de fort taux de surrection et pluviométrie, les Siwalik Hills (Népal), située au front de l'Himalaya. Cette analyse part du constat que dans cette région, une étude de Hartz et co-auteurs (1999) a montré que le relief local de la topographie était proportionnel aux variations spatiales du taux de surrection. Cette observation suggère que malgré les forts taux de surrection (jusqu'à 16 mm.an⁻¹) les pentes de versants n'atteignent jamais une valeur de stabilité critique.

La région des Siwaliks Hills présente l'intérêt d'être bien documentée : la topographie est proche d'un état stationnaire, la lithologie de la partie centrale du pli est assez homogène, et la distribution spatiale du taux de surrection est connue. De la même manière que pour les expériences de surrection, nous exploitons toute la gamme de taux de surrection (de 8 à 15 mm.an⁻¹) pour déterminer complètement les paramètres de la loi d'érosion des versants et en particulier discuter de : (i) l'applicabilité d'un modèle de type loi de puissance du flux d'eau (*stream power law*), (ii) de l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable et (iii) d'une pente de stabilité critique. Ces résultats sont présentés sous forme d'un article : « Hillslope erosion models in tectonically active settings : insights from slope-area relationships in the Siwaliks Hills (Nepal) » soumis à *Journal of Geophysical Research*, accompagnés de compléments sur l'estimation des taux de surrection dans cette région, la nature des processus d'érosion sur les versants et la comparaison avec la région de la Jonction Triple de Mendocino, Californie.

L'expression théorique de la relation pente-aire drainée, met en évidence la relation entre taux de surrection et forme topographique à l'équilibre. Elle paraît donc être une méthode d'estimation du taux de surrection plus directe et certainement plus quantitative que les autres paramètres morphologiques proposés pour lesquels il n'existe pas de relation analytique. Nous avons donc développé une méthode permettant de déterminer à partir de l'analyse d'un MNT et d'une carte géologique numérique : (1) la distribution spatiale des taux de surrection, et (2) la relation entre lithologie des roches et érodabilité. Cette détermination suppose entre autre que la topographie soit à l'équilibre dynamique, hypothèse qui peut être partiellement vérifiée à partir des critères développés dans le chapitre précédent. La quantification du taux de surrection et de l'érodabilité dépend de la connaissance à priori des paramètres de la loi d'érosion et/ou de points de références dont le taux de surrection est connu. En l'absence de telles contraintes, la méthode ne donne accès qu'aux variations relatives du taux de surrection et de l'érodabilité. La méthode ainsi qu'un exemple d'application sont présentés sous la forme d'un article : « Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling » publié dans *Physics and Chemistry of the Earth* (2000).

IV.1. Détermination des lois d'érosion à partir de la relation pente-aire drainée : exemple des versants du front Himalayen au niveau des Siwaliks Hills (Nepal).

IV.1.1. Article : Hillslope erosion models in tectonically active settings : insights from slope-area relationships in the Siwaliks

Hillslope erosion models in tectonically active settings: insights from slope-area relationships in the Siwaliks (Nepal)

Dimitri Lague and Philippe Davy

Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex – France

Submitted to Journal of Geophysical Research

Abstract. We aim at constraining the hillslope erosion model in the Siwalik Hills (Nepal) by means of the relationship between hillslope form and uplift rate. This goal is feasible because the spatial distribution of uplift is precisely known, and because topography can be reasonably assumed at steady-state. We show that hillslope form is well described by a power-law scaling relationship between local slope and drainage area. The power-law amplitude increases linearly with uplift rate, whereas the scaling exponent is constant and equal to -0.24. A stream power law model characterized by (i) a non-negligible threshold below which no erosion occurs and (ii) a linear dependency with slope, is consistent with data observations. We suggest that this model might be suitable for modelling hillslope erosion by mass flows such as debris-flows and landslides. Our results also demonstrate that in this area of very high uplift rates ($> 10 \text{ mm.yr}^{-1}$), the threshold slope landslide model is unsuitable.

1. Introduction

Understanding the processes of long-term hillslope erosion is of primary importance as hillslopes contribute to most of sediment that are transported by rivers, and they play a key role in the macroscopic dynamics of topography, by controlling the response time of tectonically or climatically perturbed systems [Davy and Crave, 2000].

In tectonically active settings, numerous authors have suggested that hillslopes are shaped by threshold slope landsliding [Burbank *et al.*, 1996; Densmore *et al.*, 1997; Hovius *et al.*, 1997; Schmidt and Montgomery, 1995] which implies: (1) that hillslope slope should be equal on long-term to a critical angle primarily determined by rock strength and/or soil cohesion, (2) that hillslope response to channel incision is almost instantaneous at geological timescales, and (3) that topographic relief should be independent on uplift rate provided that hillslope length remains constant [Schmidt and Montgomery, 1995]. Nevertheless, a recent study in the Siwaliks Hills area (Central Nepal), have demonstrated that relief (calculated as the amplitude factor of the 2D topographic variogram) is proportional to uplift rates between 6 and 15 mm.yr⁻¹, suggesting that slopes are not at threshold even for these very high uplift rates [Hurtrez *et al.*, 1999]. Starting from the key observation by Hurtrez and coworkers we aim (i) at defining more precisely the dependency of hillslope geometry with uplift rate using the formalism of the slope-area relationship [Willgoose *et al.*, 1991], and (ii) at deducing an erosion law relevant to the modeling of the long-term evolution of hillslopes, at least in this area.

2. Area-slope relationship formalism

Numerous studies have reported the existence of a power-law relationship between local slope and drainage area in a wide range of tectonic, lithologic and climatic settings [Hack, 1957; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Lague *et al.*, 2000; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Snyder *et al.*, 2000]. This relationship is expressed as follow:

$$S = kA^{-\theta},$$

where the coefficient k is called steepness index, and θ is a scaling exponent, also known as channel concavity. In several cases, two or three scaling relationships with different steepness and concavity index have been observed for various ranges of drainage area in the same basin, and are thought to represent the various erosion-transport processes which occur for instance in channels and on hillslopes [Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Lague *et al.*, 2000; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Willgoose *et al.*, 1991].

Here, we briefly summarize the constraints on the erosion-transport processes model that can be inferred from the sole analysis of area-slope relationships, i.e., without field observations on the mechanics of sediment erosion and transport. We classically assume (1) that the drainage area can be taken as a proxy of water flux, and (2) that the flow width depends solely on the drainage area by a power-law relationship, (3) that the sediment transport law or erosion law obeys a stream power law model with threshold. Note that most of previous studies neglect the detachment threshold term while it is considered by all mechanistic approaches. We will demonstrate that it cannot actually be neglected. We also assume that the system has reached an approximate steady-state where uplift is balanced everywhere by erosion. This point is developed further in the text. An unknown parameter is the ratio between erosion rate and average sediment transport velocity that, if unknown, lets possible all processes in between the classical detachment limited and transport limited processes. Because of this indetermination, it is not possible to give a unique interpretation of the slope-area relationship in terms of sediment flux model; we thus develop both end-member cases.

In the case of transport limited processes, the local mass balance depends on the gradients of sediment fluxes along flow paths. A simple expression arises when integrating over the entire basin area:

$$Q_s = \langle U \rangle_A A. \quad (1)$$

where $\langle U \rangle_A$ is upstream average uplift rate, A is drainage area, and Q_s the total sediment flux over the entire flow width. Q_s is given by a constitutional transport equation of the form:

$$Q_s = k_s (A^m S^n - k_c Q_c)^p, \text{ if } Q_s > k_s (k_c Q_c)^p, \text{ otherwise } Q_s = 0 \quad (2)$$

where S is slope, k_s , m , n , k_c , p are constants and Q_c is a sediment transport threshold which might depends on A and S .

In the case of detachment limited processes, the mass balance is local, and the equations turn into:

$$E=U, \text{ and} \quad (3)$$

$$E = k'_s (A^{m'} S^{n'} - k'_c E_c)^{p'}, \text{ if } E > k'_s (k'_c E_c)^p, \text{ otherwise } E=0 \quad (4)$$

where E is the local incision rate, U is the local uplift rate, k'_s, k'_c, m', n', p' are constants and E_c is an erosion threshold which might depend on A and S . Equations (1) and (2), or (3) and (4), give the expression of the area-slope relationship in the case of transport limited processes and detachment limited processes respectively :

$$S = \left(k_c Q_c + \left(\frac{\langle U \rangle_A}{k_s} A \right)^{1/p} \right)^{1/n} A^{-\frac{m}{n}}, \quad (5)$$

$$S = \left(k'_c E_c + \left(\frac{U}{k'_s} \right)^{1/p'} \right)^{1/n'} A^{-\frac{m'}{n'}}. \quad (6)$$

The classical expressions of the slope-area relationships are obtained with no transport/erosion threshold, $p=1$, and a spatially uniform uplift rate. The steepness index and the slope exponent become: $k=(U/k_s)^{1/n}$ and $\theta=(m-1)/n$ (eq.5) in the transport-limited case, and $k=(U/k'_s)^{1/n'}$ and $\theta=m'/n'$ in the detachment-limited case, respectively. Some particular cases for hillslope erosion are noteworthy:

- *diffusion processes*: these processes belong to the transport-limited case with $m=0, n=1$, which gives $k=U/k_s$ and $\theta=-1$, i.e. a positive scaling between slope and drainage area. This kind of scaling has been observed with high resolution DEMs on soil-mantled hillslopes over a distance of 100 m [Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993].
- *Threshold slope landsliding*: in that case, all slopes are at threshold ($S=S_c$), and hillslopes are straight ($\theta=0$).

Eq. (5) and (6) also predict that if U is spatially uniform at the basin scale (e.g., $\langle U \rangle_A \cong U$), we expect a constant scaling exponent for basins subjected to various uplift rate, provided that erosion processes, climate and erodibility are identical. Moreover, except for threshold slope landsliding dominated hillslopes, a spatial variation of uplift rate should induce a change in the steepness index value that is closely related to the parameters of the hillslope erosion model.

3. Data and Methods

We have analyzed 10 basins located in the Siwalik Hills, that is a large anticline located along the Main Frontal Thrust, 60 km to the south of Katmandu (figure 1). This location corresponds to the southernmost active deformation in the Himalayas, and was shortened at a constant rate of $\sim 21 \text{ mm.yr}^{-1}$ during the Holocene [Lavé and Avouac, 2000]. A recent study of folded fluvial terraces have shown: (1) that the local uplift rate can be inferred from bedding dips and (2) that the two main rivers crossing the anticline (the Bagmati and Bakeya rivers) are at, or near, steady state between tectonic and erosion [Lavé and Avouac, 2000]. Balanced geological cross-sections show that at least 90 % of the uplifted material has been eroded [Lavé, 1997], suggesting that hillslopes are also close to steady state. This area is thus an ideal place for our objective because: (1) the uplift rate is known everywhere and varies significantly between 6 and 15 mm.yr^{-1} (figure 1); (2) the lithology of the anticline core is roughly uniform – it consists of fine-grained sandstones and mudstones –; (3) the topography is approximately in steady state; (4) the climate can be assumed spatially uniform.

We use a DEM with a nominal resolution of 20 m derived from a pair of stereoscopic SPOT satellite images and resampled for the present study at 60 m by a median filter, in order to remove a white noise observed at wavelengths less than 50 m [Hurtrez *et al.*, 1999]. The DEM vertical precision is about 15 m. We use the uplift rate map computed by Lavé [1997] from direct measurements of bedding dips, or by interpolating measurements from a fault-bend-fold model, and used in Hurtrez *et al.* [1999]. The resolution of this map is approximately 100 m with an accuracy that depends on the density of dip measurements [Hurtrez *et al.*, 1999]. The studied basins were chosen according to 4 criterions: (1) a high density of bedding dips measurements, in order to have the smallest error possible in uplift estimation, (2) a constant tectonic

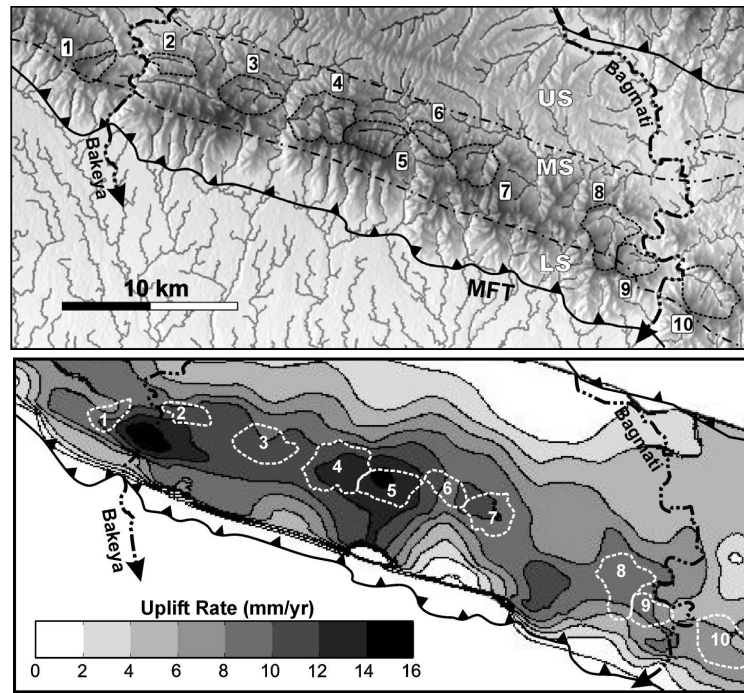


Figure 1. Topography (top) and uplift rates (bottom) of the Siwalik Hills, 60 km south of Kathmandu (Central Nepal). Thin dash-dotted lines delineate the lithologic units: US, Upper Siwaliks; MS, Middle Siwaliks; LS Lower Siwaliks. MFT is Main Frontal Thrust. Position of the 10 studied basins is delineated by a dashed line.

uplift through the basin, in order to have direct and unbiased estimates of the scaling exponent (we restrict our analysis to basin having a standard deviation in uplift rate equal or less than 1 mm.yr^{-1}), (3) a large enough basin size in order to have meaningful statistics when averaging raw data, (4) a location within the Middle Siwaliks, in order to limit the lithology variations. Applying these criteria results in selecting 10 basins spanning a range of uplift rate between 7.9 and 14.4 mm.yr^{-1} (figure 1).

For each basin, we compute the drainage area using an algorithm of steepest slope flow routing, and the local slope is calculated along the flow path over two contiguous pixels (i.e., 60 m). As observed by many authors [Lague *et al.*, 2000; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Willgoose *et al.*, 1991] a considerable scatter occurs even in a log-log plot of data points. If we assume that the power law model of eq. (5) or (6) is valid, such a scatter corresponds to both natural and artificial effects. The natural one is linked to spatial variations of uplift rate and rock lithology; the artificial one is due to DEM errors that affect the calculation of slope and drainage area via the flow-routing algorithm. These points obviously do not justify the power-law model, but show that if true, a perfect scaling of the raw data is unexpected in natural systems. The slopes are averaged in geometrically spaced bins (that is equally spaced in logarithm). The slope-area parameters are then fitted over the average relationship. Note that this procedure gives the same weight to each drainage area, whereas a non-linear fit on raw data is biased by the very large number of small drainage areas.

4. Results

4.1 Area-slope scaling of hillslopes

Figure (2) shows a typical area-slope relationship data obtained for basin 4, in a log-log plot. A large scatter is observed on raw data, but the logarithmic-bin averaging exhibits a power-law scaling between $7 \cdot 10^{-3}$ and $\sim 1 \text{ km}^2$, with an area-slope exponent θ of 0.24. Two cut-offs are observed: (1) the DEM resolution effect at $7 \cdot 10^{-3} \text{ km}^2$, and (2) a drainage area of about $\sim 1 \text{ km}^2$, above which slopes become significantly smaller than the power-law relationship. The basin area is not large enough to quantitatively interpret this large-scale relationship, but it appears consistent with the one observed for river profiles by Kirby and Whipple [2001] in the same area ($\theta \sim 0.43$), and by various authors in other regions [Lague *et al.*, 2000; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Snyder *et al.*, 2000]. The cut-off area of about 1 km^2 corresponds to the hillslope-channel transition. This value, which is consistent with most of observations

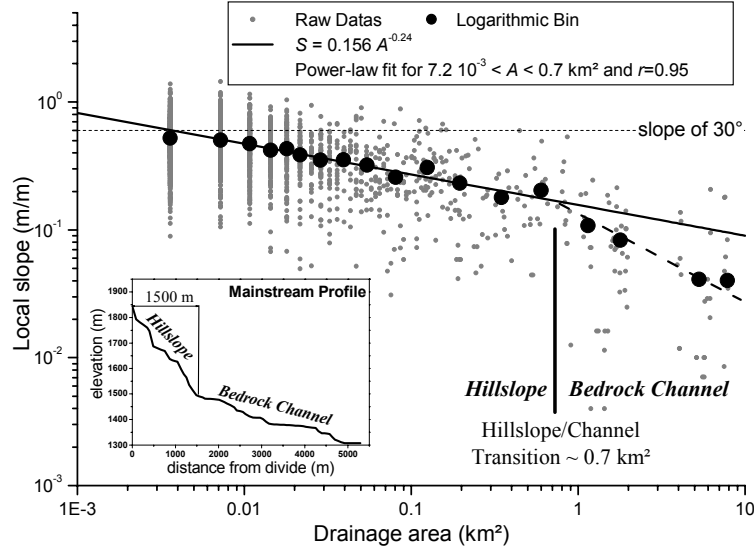


Figure 2. Typical area-slope relationship and mainstream profile in the Siwalik Hills (Basin 4, 8.7 km², $U = 13.2 \text{ mm.yr}^{-1}$).

[Lague *et al.*, 2000; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Snyder *et al.*, 2000], corresponds to a hillslope length of about 1500 m (figure 2). Note that the area-slope average does not exhibit an increase of slope with drainage area for small drainage area that would have revealed diffusive processes. Given the DEM resolution, if diffusive processes effectively shape the hilltops, it is over a distance smaller than 120 m, e.g., less than 10 % of the complete hillslope size.

4.2 Hillslope form dependency with uplift rate

For the 10 basins studied, the hillslope/channel transition does not seem to depend on uplift rate, but this assertion has to be further checked on a larger dataset. The area-slope scaling of hillslopes have been calculated using a non-linear power-law fit between $7 \cdot 10^{-3} \text{ km}^2$ (e.g., 2 pixels of drainage area) and 0.5 km^2 , this latter value being chosen smaller than the hillslope/channel transition to ensure that no channel points are used for the calculation. The derived scaling exponent and steepness index are shown in figure 3. The scaling exponent θ remains approximately constant around 0.24, with 8 basins falling into the 1σ error interval. In order to have a consistent comparison of the steepness index over the drainage basins, we calculate it by fixing θ constant at 0.24 (such method was also used by Snyder *et al.* [2000]). The steepness index increases significantly with mean basin uplift rate (figure 4). The best fit was obtained with a linear relationship that predicts a non-zero value of steepness index for null uplift rate (black line in fig. 3 $r^2=0.97$). The strict stream power-law model would have predicted a power-law dependency of the steepness index with uplift rate. When applied to data, the power law model predicts an exponent of $\sim 1/3$ (dashed line in fig. 3) with a regression coefficient, $r^2=0.93$, significantly smaller than for the linear regression.

The two regression models are,

$$S = (k_0 + k_l U) A^{-0.24}, \text{ or} \quad (7)$$

$$S = (k_n U)^{1/3.13} A^{-0.24}, \quad (8)$$

with $k_0 = 74.8 \text{ mm}^{0.48}$, $k_l = 3.3 \text{ mm}^{-0.52} \cdot \text{yr}$ and $k_n = 11.43 \cdot 10^6 \text{ mm}^{0.53} \cdot \text{yr}$. Eqs (7) and (8) differ essentially on the slope prediction at low uplift rates. Unfortunately, we cannot explore this domain, because the Upper Siwaliks area (Figure 1), which exhibits such low uplift rate, has a very different lithology (loose conglomerate) and both erosion features and slope-area characteristics are also very different. In terms of erosion models, eqs. (7) and (8), give for transport-limited and detachment-limited processes respectively :

$$Q_s = \frac{1}{k_l} (A^{1.24} S - k_0 A), \text{ and } E = \frac{1}{k_l} (A^{0.24} S - k_0), \quad (9)$$

for the linear model with threshold, and

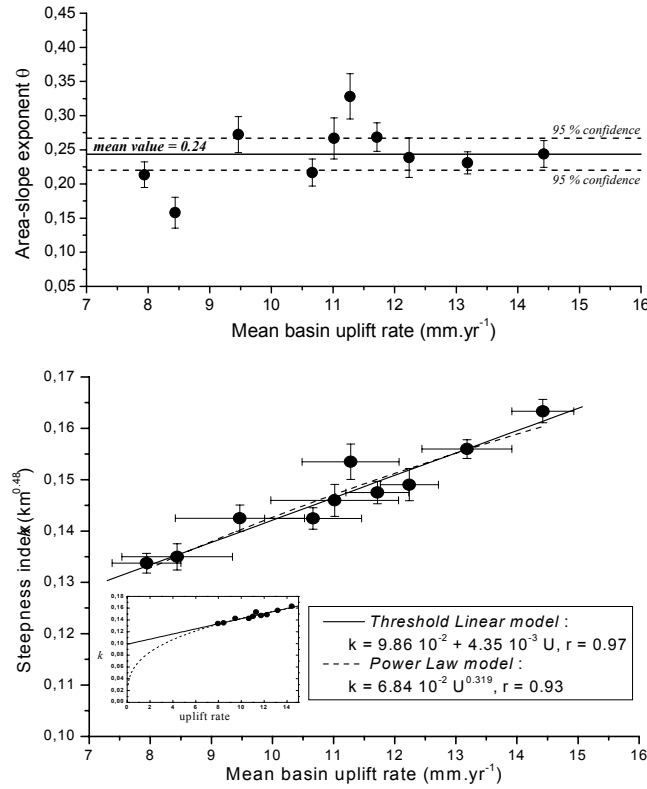


Figure 3. Hillslope scaling dependency with uplift rate. *Top* : scaling exponent θ . *Bottom* : steepness index k (or amplitude factor) fitted for $\theta = 0.24$.

$$Q_s = \frac{1}{k_n} A^{1.75} S^{3.13}, \text{ and } E = \frac{1}{k_n} A^{0.75} S^{3.13},$$

for the non-linear model without threshold. Although no definite argument can be pushed forward, we argue in favor of the linear-threshold model (eq. 9) for at least 4 reasons:

- The regression coefficient is significantly larger for the linear fit than for the power-law fit.
- The linear model is consistent with the linear relationship between topographic relief (resp. mean elevation) and uplift rate found by Hurtrez and coworkers [1999].
- The erosion threshold that appears in eqs (9) is physically consistent with most of mechanistic approaches, and with the observation that most of erosion occurs during high precipitation episodes [Hovius *et al.*, 2000].

The slope exponent n (resp. n') that would predict the power-law fit is larger than 3, a value that has never been documented nor suggested for hillslope erosion models [Carson and Kirkby, 1972].

5. Discussion

5.1 On the nature of hillslope erosion processes

The first important result is that the scaling exponent θ is independent of uplift rate. This suggests that the hillslope erosion model is valid over the whole range of uplift rates. Eq. (9) also shows that the erosion rates (resp. sediment flux) (i) increase linearly with slope, (ii) increase slightly non-linearly with drainage area (i.e., with water flux), and (iii) are null below a non-negligible threshold. These results are incompatible with the diffusion and non-linear diffusion family of erosion models [Roering *et al.*, 1999], as well as with a threshold slope landsliding model [Burbank *et al.*, 1996]. On the contrary, mass flow processes like debris-flows or small landsliding are good candidates because (i) their dynamics is sensitive to slope and water flow, and (ii) they requires a non-negligible yield stress for incipient motion [Iverson, 1997]. Besides

Montgomery and Foufoula-Georgiou [1993] and Snyder et al. [2000] found a scaling exponent θ of 0.1-0.3 on hillslopes where debris-flow is thought to be the main erosion process.

Similar results were also observed on small-scale laboratory experiments where a fine-grained material is eroded by mudflow (that is flow with very high volumetric grain concentration, but with finer particles than debris-flows) [Lague et al., submitted to J.G.R.]: (i) the steady-state topographies are characterized by a scaling relationship between slope and drainage area with an exponent $\theta \sim 0.12$, (ii) the steepness index is proportional to uplift rate, i.e. $n=1$, and (iii) a non-negligible threshold is deduced from the relationship between steepness index and uplift rate, and verified on no-uplift experiments. Although these experiments are not perfectly analogous to natural debris-flows, they show that erosion by hyperconcentrated flows leads to topographies that have similar scaling properties than those of the Siwaliks hillslopes.

5.2 On the threshold slope landsliding model

As in most of mountainous areas in active tectonic context [Burbank et al., 1996; Whipple et al., 1999], the range of hillslope slopes is quite small, between 15° and 35° . Even so, slope depends slightly but significantly on drainage area and uplift rate, and no apparent slope threshold can be derived from slope-area relationships. Thus the threshold slope landsliding model, which has strong implications on the time constant of topography dynamics, is worth being revisited from detailed analysis of hillslope geometry.

The slight dependency of the steepness index with uplift rate can even be used to estimate uplift rates directly from hillslope geometry using eq.(7) [Lague et al., 2000], while it is theoretically impossible to do it if the threshold slope landsliding model applies.

5.3 On the existence of a non-negligible erosion threshold

The existence of a threshold has several important implications on relief form and dynamics. First it predicts non-zero slopes in relaxation systems, that is without uplift. Eq.7 for instance would predict slope as large as 10° for a drainage area of about 0.1 km^2 and no uplift if we assume that the erosion process remains similar – which is certainly not true. This threshold is supposed to be related to a critical flow below which no erosion occurs, as suggested by eq. (9), and by Hovius et al. [2000]. Thus one expects a sensitivity of hillslope erosion to climate change strongly related to the occurrence of extreme precipitation events. At last, we point out that taking into account a threshold or not has a strong implication on the prediction that can be made on the slope exponent n . Neglecting the erosion threshold leads to large slope exponents n of the erosion transport equation, as in Snyder et al. [2000] (Lague [2001] found that a linear relationship with threshold even produce a better fit on the Snyder's data). This point addresses important issues on the tectonic/erosion coupling since the exponent n controls the response time of topography dynamics with respect to uplift rate [Lague, 2001; Whipple and Tucker, 1999].

6. Conclusion

Hillslope geometry in the Siwaliks Hills is well described by a power-law relationship between local slope and drainage area. The amplitude of this power law (steepness index) increases linearly with uplift rate, whereas the scaling exponent is constant and equal to 0.24. This power-law relationship is valid up to $\sim 1 \text{ km}^2$; a different scaling is observed for larger areas that expresses channel erosion processes. We demonstrate that neither a diffusion model nor a threshold slope landsliding model is consistent with the observed relationship. We suggest that mass flows such as debris-flow and landslides are the dominant erosion processes that lead to the observed area-slope scaling relationship. A stream power-law model characterized by a non-negligible threshold of erosion/transport, and by a linear dependency with local slope is consistent with data field observations, and reasonable with respect to our current knowledge of erosion processes. Our results underline the importance of geomorphic thresholds in landscape analysis, and point out that neglecting this aspect might result in wrong parameter estimation for slope exponents of the stream power-law model. Note that such study of the landscape form at steady state does not give information on the sediment transport mode, that varies between a transport-limited model or detachment limited one. This issue can only be addressed by an analysis of the transient dynamics.

Acknowledgments : Jerome Lavé and Jean-Emmanuel Hurtrez are greatly acknowledged for providing topographic and uplift rate data. We also thank Jean-Philippe Avouac and Colin Stark for helpful discussions. This study was funded by the CNRS-INSU research program PNSE.

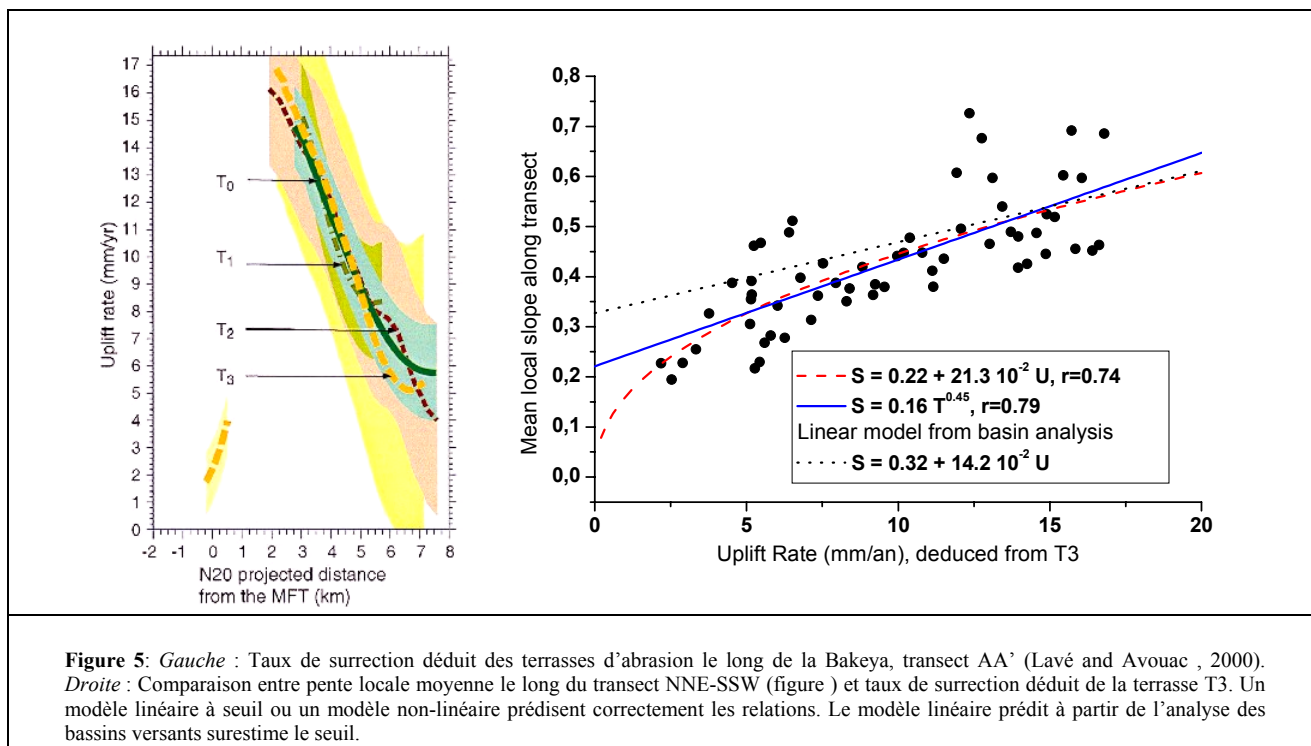
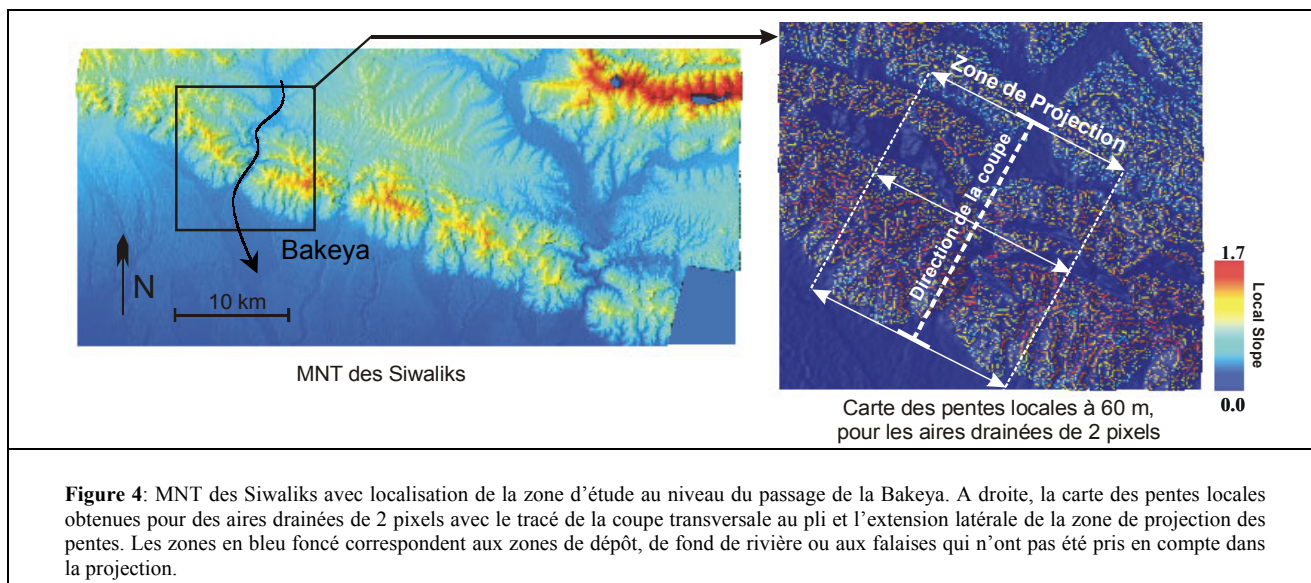
References

- Burbank, D.W., J. Leland, E. Fielding, R.S. Anderson, N. Brozovic, M.R. Reid, and C. Duncan, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505-510, 1996.
- Carson, M.A., and M.J. Kirkby, *Hillslope form and process*, 475 pp., Cambridge university press, New York, 1972.
- Davy, P., and A. Crave, Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Phys. Chem. Earth Pt A*, 25 (6-7), 533-541, 2000.
- Densmore, A.L., R.S. Anderson, B.G. McAdoo, and M.A. Ellis, Hillslope Evolution by Bedrock Landslides, *Science*, 275, 369-372, 1997.
- Hack, J.T., Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294 B, 45-94, 1957.
- Hovius, N., C.P. Stark, and P.A. Allen, Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231-234, 1997.
- Hovius, N., C.P. Stark, C. Hao-Tsu, and L. Jiun-Chuan, Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan, *J. Geol.*, 108, 73-89, 2000.
- Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, J. Lavé, and J.-P. Avouac, Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 104 (B6), 12,779-12,796, 1999.
- Ijjasz-Vasquez, E.J., and R.L. Bras, Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models, *Geomorphology*, 12, 299-311, 1995.
- Iverson, R.M., The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, 35 (3), 245-296, 1997.
- Kirby, E., and K. Whipple, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29 (5), 415-418, 2001.
- Lague, D., Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique, Université de Rennes, France, 2001.
- Lague, D., P. Davy, and A. Crave, Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling, *Phys. Chem.. Earth Pt A*, 25 (6-7), 543-548, 2000.
- Lavé, J., Tectonique et érosion : L'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central., Paris VII, 1997.
- Lavé, J., and J.P. Avouac, Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 105 (B3), 5735-5770, 2000.
- Montgomery, D.R., and E. Foufoula-Georgiou, Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934, 1993.
- Roering, J.J., J.W. Kirchner, and W.E. Dietrich, Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resour. Res.*, 35, 853-870, 1999.
- Schmidt, K.M., and D.R. Montgomery, Limits to Relief, *Science*, 270, 617-620, 1995.
- Snyder, N.P., K.X. Whipple, G.E. Tucker, and D.J. Merritts, Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112 (8), 1250-1263, 2000.
- Whipple, K.X., E. Kirby, and S.H. Brocklehurst, Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief, *Nature*, 401, 39-43, 1999.
- Whipple, K.X., and G.E. Tucker, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104 (B8), 17,661-17,674, 1999.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, A physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour. Res.*, 27, 1697-1702, 1991.

IV.1.2. Analyse complémentaire

IV.1.2.1 Comparaison directe entre taux de surrection déduit de l'analyse des terrasses et pentes locales

Pour tester le degré de sensibilité des pentes à des variations spatiales importantes du taux de surrection, nous avons comparé directement le long d'un transect NNE-SSW au niveau de la Bakeya (figure 4 gauche), les relations entre pente topographique locale et taux de surrection estimé à partir des terrasses. La Bakeya a été choisie en raison de la large gamme de taux de surrection rencontrée, depuis 2 mm.an^{-1} sur le flanc Sud jusqu'à 16 mm.an^{-1} au cœur du pli (figure 5 gauche). De manière à limiter l'impact du bruit du MNT et des variations (même faibles) de la lithologie, les pentes (pour les aires drainées de 2 pixels) sont moyennées perpendiculairement à la coupe, en évitant soigneusement de prendre les valeurs mesurées dans le fond de la vallée, la plaine alluviale et les quelques zones de falaises (figure 4 droite). Nous comparons ensuite la valeur du taux de surrection déduite de la terrasse T3 (figure 5 droite) et la valeur moyenne de la pente le long du transect (figure 5 gauche).



Nous retrouvons comme pour l'analyse à partir des bassins versants, une dépendance forte entre pente et taux de surrection, qui peut être modélisée par une loi linéaire à seuil, ou une loi non-linéaire avec un exposant voisin de 0.5. La relation prédite par l'équation $S = (9.86 \cdot 10^{-2} + 4.35 \cdot 10^{-3} U) A^{-0.24}$ (figure 3) pour une aire drainée de 2 pixels ($= 7.2 \cdot 10^{-3} \text{ km}^2$) surestime les pentes pour les faibles taux de surrection. Plusieurs raisons à cela :

- la relation obtenue sur les bassins versants suppose que le taux de surrection est homogène à l'échelle des bassins, ce qui n'est pas strictement vrai.
- Les taux de surrection utilisés pour les bassins proviennent de la carte de Hurtrez et co-auteurs (1999), établie à partir des données de pendage de couches dont la qualité peut être très moyenne, surtout dans la zone entre la Bakeya et la Bagmati.
- La gamme de taux de surrection moyens pour les bassins versants est plus petite que dans l'analyse du transect de la Bakeya et diminue la qualité du fit et de l'estimation des paramètres.

Néanmoins, même si les valeurs du seuil peuvent être légèrement différentes, les deux approches conduisent aux mêmes conclusions: le modèle de type *stream power* est applicable et la relation entre pente et flux sédimentaire sur les versants est très non-linéaire. Cette non-linéarité s'exprime par un exposant sur la pente supérieur à 2, ou par l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable. Nous discutons dans le dernier chapitre les arguments en faveur du second modèle.

A partir des résultats précédents, il est possible d'obtenir une carte des taux de surrection au niveau du pli des Siwaliks. Nous avons utilisé le modèle linéaire à seuil calibré sur le transect de la Bakeya. Le taux de surrection a été estimé pour chaque pixel d'aire drainée égale à 2 pixels, et une carte a été produite en interpolant ces valeurs. Les prédictions ne sont valables que pour la lithologie de la formation des Siwaliks moyen, i.e. au niveau du pli. On retrouve les grands traits de la carte proposée par Hurtrez et co-auteurs (1997) avec un degré de détail plus grand. Le maximum de surrection entre la Bakeya et la Bagmati se trouve plus à l'est et à l'aplomb du MFT que dans la carte de Hurtrez et co-auteurs. La zone de surrection se termine de manière plus abrupte sur le flanc nord, mais cette zone correspond aussi à un changement de lithologie et il n'est pas possible de distinguer l'effet lithologique de l'effet tectonique. On observe très bien la double bosse du taux de surrection au niveau de la Bagmati documentée par l'analyse des terrasses [Lavé and Avouac, 2000].

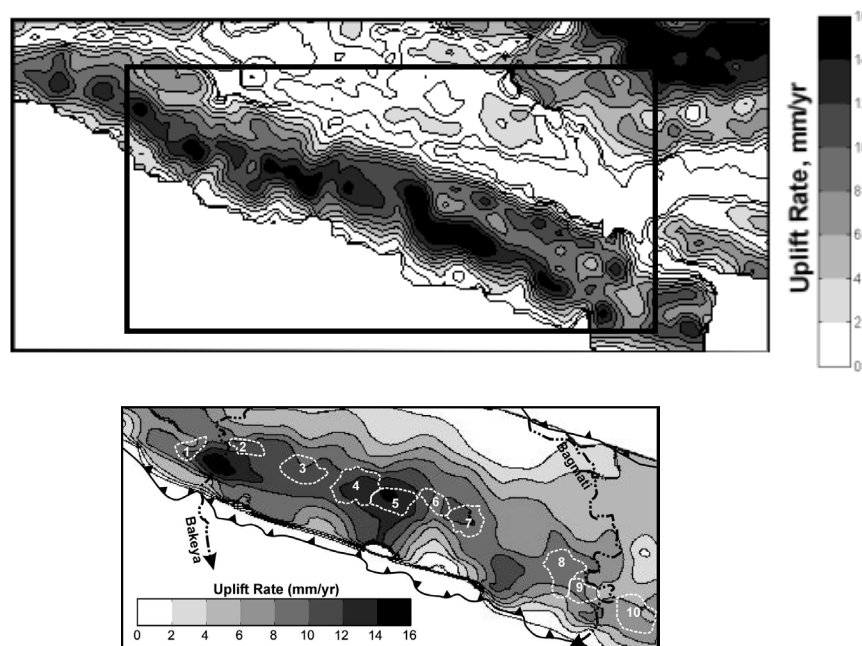
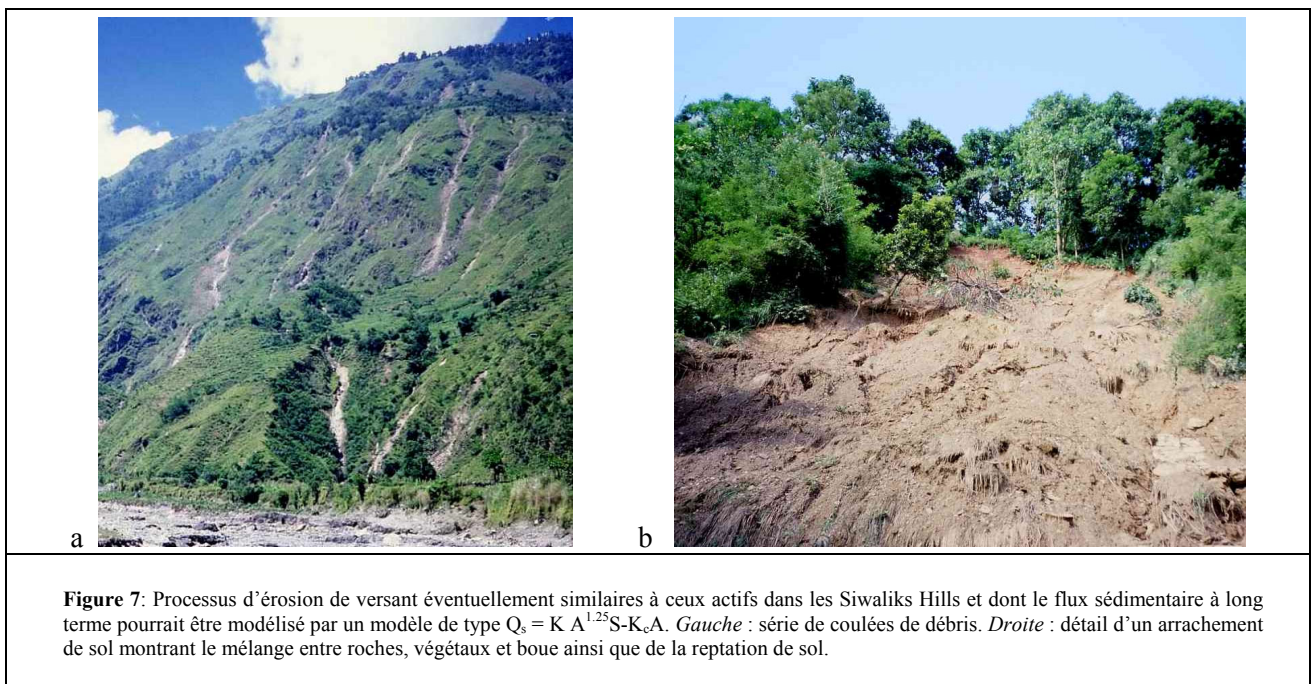


Figure 6: *Haut* : Distribution spatiale des taux de surrection obtenue à partir des valeurs de pentes locales calculées pour une aire drainée de 2 pixels et en utilisant la relation linéaire à seuil entre pente et taux de surrection calibrée au niveau de la Bakeya. Ces valeurs sont interpolées et moyennées sur une fenêtre glissante de 420 x 420 m. L'interprétation des taux de surrection n'est valable qu'au niveau du pli. *Bas* : Carte des taux de surrection de Hurtrez et al. (1999) correspondant à la zone encadrée dans la figure du haut

IV.1.2.2 Discussion sur la nature des processus d'érosion des versants

Lors d'une mission au Népal, nous n'avons pu qu'apercevoir de loin les versants des Siwaliks. Ils sont caractérisés par un couvert végétal très épais constitué d'un forêt assez dense. En conséquence, il était difficile d'observer la nature des processus façonnant ces reliefs. Par contre, dans des régions voisines et ayant des pentes similaires, deux types de processus sont importants : la reptation de sol et les coulées de débris (arbres, roches mélangés dans de la boue, figure 7). Une des caractéristiques de la région du Népal soumise à la mousson est l'épaisseur importante de sol liée à une forte altération et à une végétation luxuriante. Lors des grandes pluies de mousson, ce sol peut glisser (reptation) ou même être arraché, entraînant éventuellement avec lui une partie du substratum rocheux, pour former une coulée de débris. Sasaki et co-auteurs (2000) suggèrent par exemple que la reptation de sol accumule du matériel en haut des couloirs de coulées de débris. Durant les fortes précipitations ce matériel est évacué sous forme de coulée de débris.

Si ces processus sont effectivement actifs dans les Siwaliks, le bilan de masse adéquat est de type limité par le transport, plus précisément par la production de sol (*weathering limited*). Le modèle de type *stream power* trouve son origine dans la loi rhéologique du sol et des coulées de débris. En l'occurrence, la dépendance linéaire entre flux et pente est compatible avec les modèles de reptation homogène de sol (*simple soil creep*) [Carson and Kirkby, 1972] et les modèles de Bingham proposés pour modéliser la rhéologie des coulées de débris [Iverson, 1997] et la reptation de sol dépendant de la profondeur (*depth dependent soil creep*) [Selby, 1993]. Chacune de ces lois est caractérisée par un seuil de plasticité (*yield stress*) compatible, dans le principe, avec le seuil d'érosion apparaissant dans le modèle linéaire à seuil. Ce seuil est d'autant plus grand que la végétation est importante, et stabilise le sol. Enfin la dépendance avec l'aire drainée se comprend intuitivement car elle contraint en grande partie le volume d'eau dans le sol et donc, sa rhéologie.



IV.1.2.3 Relation pente-aire drainée dans des domaines similaires et relation densité de drainage-taux de surrection

A titre d'exemple nous présentons un diagramme pente-aire drainée obtenu à partir de l'analyse d'un bassin versant situé dans la région de la Jonction Triple de Mendocino (Californie, USA). Snyder et co-auteurs (2000) ont conduit une étude sur les relations pente-aire drainée des rivières à substratum rocheux et l'influence des variations spatiales de taux de surrection. Cette étude a permis d'identifier sur le terrain les transitions entre les différents domaines (versants, rivières à substratum rocheux ou alluviales), et nous utilisons ces résultats pour étudier leur correspondance dans un diagramme pente-aire drainée calculé à partir d'un MNT de l'USGS à 30 m. Nous avons montré dans le chapitre précédent que le bassin étudié (Dehaven) était à l'équilibre dynamique, ce qui permet d'interpréter la relation pente-aire drainée directement en terme de lois d'érosion. Le diagramme pente-aire drainée que nous obtenons (figure 8) est similaire à celui obtenu

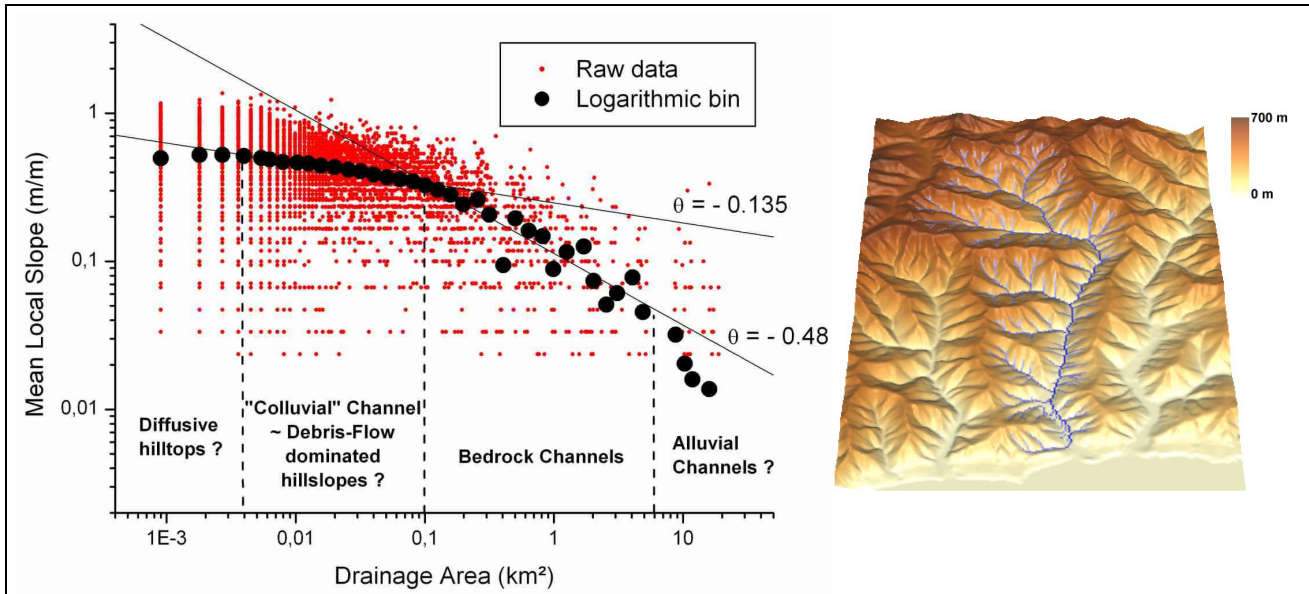


Figure 8: Relation pente-aire drainée pour le bassin versant de Dehaven (Aire = 20.6 km², taux de surrection ~ 0.5 mm.an⁻¹), Californie, dans la région de la Jonction de Mendocino. Ce diagramme met en évidence quatre domaines distincts : (i) un premier domaine pour lequel la pente augmente avec l'aire drainée et qui correspondrait aux sommets convexes des versants façonnés par des processus diffusifs ; (ii) le deuxième domaine est défini par une relation en loi de puissance entre pente et aire drainée avec un exposant de ~ -0.14, domaine dénommé « colluvial channels » par Snyder et al. [2000] et comparable aux versants des Siwaliks (Népal); (iii) selon les mêmes auteurs, le troisième domaine correspond aux rivières à substratum rocheux (*bedrock*) et obéit aussi à une loi de puissance avec un exposant voisin de -0.5 ; (iv) le dernier domaine n'est pas identifiable sur les données, mais a été observé sur le terrain par Snyder et al. [2000] et correspond au passage aux rivières alluviales. Les analyses sont réalisées sur le MNT USGS à 30 m.

pour les Siwaliks. En particulier on observe clairement une loi de puissance entre pente et aire drainée pour des aires comprises entre 4 10⁻³ km² et 0.1 km², avec un exposant de -0.14. Ce domaine a été identifié par Snyder et al. (2000) comme une région dominée par des coulées de débris. Au delà de 0.1 km², l'exposant de la loi de puissance passe à -0.48, dans une région identifiée comme étant les rivières à substratum rocheux. Enfin, au delà de 7 km², les rivières deviennent alluviales, mais cette transition est peu apparente dans le diagramme étant donné le faible nombre de points et la résolution verticale du MNT. La limite inférieure à 4 10⁻³ km² pourrait correspondre à la transition entre les processus diffusifs (opérant à une échelle de 100-150 m) et les processus de coulées de débris.

Ces résultats confirment que la forme des versants dans les domaines tectoniquement actifs est caractérisée par une loi de puissance entre la pente et l'aire drainée avec un exposant de l'ordre de -0.1 à -0.3. Soulignons que la différence d'exposant entre le bassin de Dehaven (-0.135) et les Siwaliks (-0.25) peut être liée à un effet de résolution du MNT étant donné que dans un cas les pentes sont mesurées sur 30 m et dans l'autre sur 60 m (cf Annexe A).

Une différence notable avec les Siwaliks, est que l'aire drainée de transition entre versants et rivière est quasiment un ordre de grandeur plus faible dans la région de Mendocino. Un approche théorique simplifiée permet de proposer une explication pour cette relation inverse entre aire drainée critique et taux de surrection et/ou pluviométrie :

supposons que les versants obéissent à une relation pente-aire drainée de la forme :

$$S_v = (a' + b'U)A^{-m'},$$

et que celle des rivières ait la forme générale :

$$S_R = (a + bU)^{1/n} A^{-m/n},$$

L'aire critique de transition est déterminée par le point où S_v et S_R sont égaux soit :

$$(a' + b'U)A_c^{-m'} = (a + bU)^{1/n} A_c^{-m/n},$$

ce qui conduit à,

$$A_c = \left(\frac{a' + b'U}{(a + bU)^{\frac{1}{n}}} \right)^{\frac{1}{m' - \frac{m}{n}}}$$

Application numérique : dans les rivières à substratum rocheux, un certain nombre d'évidences argumentent en faveur d'un exposant $n=2/3$ [Kirby and Whipple, 2001; Lavé, 1997] ou $n=1$ [Whipple and Tucker, 1999], et le rapport m/n est voisin de 0.5 [Snyder et al., 2000]. Suite à notre étude sur les Siwaliks nous utilisons $m' \sim 0.25$ pour les versants. Dans le cas $n = 2/3$, $m/n = 0.5$, on obtient :

$$A_c = \frac{(a + bU)^6}{(a' + b'U)^4},$$

qui montre que si $bU \gg a$ et $b'U \gg a'$, A_c augmente avec le carré du taux de surrection. Le même calcul en utilisant $n = 1$ montre que A_c est indépendant du taux de surrection et est fixé par le rapport b/b' qui dépend de la nature des roches, de la pluviométrie et de la végétation. Si $n > 1$, alors l'aire critique de transition décroît avec le taux de surrection.

Le cas $n=2/3$ étant réaliste, ceci peut expliquer en partie la différence d'un ordre de grandeur entre l'aire critique dans les Siwaliks ($U_{\text{moyen}} \sim 12 \text{ mm.an}^{-1}$) et la région de Mendocino ($U_{\text{moyen}} \sim 1 \text{ mm.an}^{-1}$), sachant que les lithologies, le climat et la végétation sont différents et peuvent aussi influencer la transition versant-réseau.

IV.2. Estimation des taux de surrection et de l'érodabilité des roches à partir de la relation pente-aire

Une des applications de l'analyse de la topographie, via le formalisme de la relation pente-aire drainée, est de pouvoir extraire des informations sur la distribution spatiale des taux de surrection et sur la quantification du rôle de la lithologie dans l'érosion des reliefs. Au même titre que l'analyse effectuée sur les Siwaliks, cette approche exploite la dépendance entre la pente topographique, l'aire drainée, le taux de surrection et le facteur d'érodabilité K lorsqu'un modèle de type puissance du flux d'eau (*stream power law*) peut être appliqué. Sur les versants, cette analyse suppose que pour une aire drainée donnée, si (i) les processus d'érosion et transport sont homogènes, si (ii) la topographie est à l'équilibre dynamique, et si (iii) l'érodabilité ne dépend que de la lithologie, alors toute variation de la pente topographique correspond à une variation de la lithologie ou du taux de surrection. Lorsqu'elle est appliquée aux reliefs naturels en utilisant un MNT, cette méthode suppose que les variations de pente induites par la surrection ou la lithologie sont plus grandes en moyenne que celles introduites artificiellement par les erreurs du MNT. L'analyse effectuée sur les Siwaliks confirme cette hypothèse. Notons que pour que cette approche soit correctement appliquée aux rivières, il faut tenir compte de la largeur du chenal qui peut participer à l'adaptation locale de la rivière lors d'un changement de lithologie ou de taux de surrection.

Dans l'article qui suit, nous détaillons le principe de la méthode, et sa mise en pratique dans le cas de topographies dont les versants sont dominés par des processus d'érosion limités par le transport. L'étude des Siwaliks constituait un banc d'étude idéal car le signal tectonique y est important, sa distribution spatiale est connue, l'état d'équilibre du système est à peu près contraint et la lithologie homogène. Les résultats montrent que l'analyse via la relation pente-aire drainée permet de retrouver précisément les taux de surrection pour peu que les paramètres de la loi d'érosion soient calibrés. Néanmoins, de tels objets si bien documentés restent rares et nous avons donc appliqué cette méthode à un domaine pour lequel le signal tectonique et climatique est 1 à 2 ordres de grandeur plus faible que dans les Siwaliks, la variabilité lithologique est importante et l'état d'équilibre est peu contraint. Soulignons que chronologiquement, ce travail a été effectué avant l'analyse des caractéristiques morphologiques des systèmes en déséquilibre qui a notamment suggéré que la Bretagne était probablement en déséquilibre. Ceci limite donc la validité des résultats concernant cette région, en particulier les ordres de grandeur des variations de taux de surrection. Notons cependant que la distribution spatiale que nous obtenons est en accord avec les données de nivellement [Lenôtre et al., 1999] (figure reproduite juste après l'article).

IV.2.1. Article : Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling.

Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling.

D. Lague, P. Davy and A. Crave

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes Cedex – France

Publié dans *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25, 6-7, pp. 543-548, 2000.

Abstract. We used the local slope / drainage area relationship to derive the basic erosion and tectonic parameters from a topography. Assuming a dynamic equilibrium between uplift and erosion, this relationship is expected to depend quite simply on the rock erodibility, and on the tectonic uplift. This relationship may then be used to quantify independently the effect of lithological variation on the erodibility, and the uplift rate. We tested the method on a computer simulated topography and showed that the uplift information can be precisely calculated from the topographic analysis alone. We then analysed the topography of Brittany (France), and obtained a good agreement with uplift data from comparative levelling studies and river incision analysis.

The effect of erosion processes on topography is also partly controlled by rock erodibility – a measure of the resistance to erosion – and by the amount of tectonic uplift (Moglen and Bras, 1995). The combination of various erosion and tectonic processes with variable erodibility (which is quite often the case in natural landforms) leads to a complex topography on which quantitative analysis is rather difficult (Willgoose, 1994; Goldrick and Bishop, 1995; Stock and Montgomery, 1999).

In this study, we propose a new method of quantifying the spatial distribution of erodibility and tectonic uplift via the area-slope relationship. We first summarise the major results published in the literature about the area-slope relationship, and extend its theoretical expression to the case of spatially varying uplift rate. We expand on the method for the quantification of both uplift and erodibility.

This method is then applied to numerical simulations of long-term landform evolutions, where uplift and erodibility distribution as well as erosion-transport processes are fixed. We show that the method can efficiently retrieve the erodibility and uplift distribution from the topographic information alone.

Application to the Quaternary evolution of Brittany is finally discussed. The inferred tectonic uplift distribution obtained via our method is compared to recent measures derived from levelling comparisons and fluvial terrace analysis.

1 Introduction

The Earth's surface is modelled by the interaction of erosion and tectonic processes. Recent advances in the understanding of the relation between landform and erosion processes have focused on the explanation of the observed relationship between slope and drainage area (Hack, 1957; Tarboton et al., 1989). These two topographic parameters are thought to control the nature and efficiency of transport processes, so that drainage area and slope are pertinent parameters to study the overall erosion dynamics, including its interaction with tectonics (Willgoose et al., 1991; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Willgoose, 1994; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995).

2 Theoretical Framework

2.1 The area-slope relationship

Because of the dependence of the water flow with drainage area, the area-slope relationship is closely related to the erosion-transport parameters. For rivers, this relationship is found to be adequately modelled by a power law:

$$S = kA^\alpha \quad (1)$$

where S is the slope at a given point, A the area draining to this point, k a constant, and α an exponent which ranges between -0.4 and -0.7 (Hack, 1957; Tarboton et al., 1989; Willgoose et al., 1991; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995). The various geomorphologic settings, for which the measurements were made, show that this relation is a common feature of all river systems. Some recent studies have discussed the existence of two distinct area-slope relationships, in which small drainage areas correspond schematically to unchannelled valleys, and large drainage areas correspond to the river network; the respective relationships may be characterised by different α values (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993), or by a change in the k parameter (Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995). The power law model is no more valid for very small drainage areas which corresponds to hillslopes (typically less than 10^{-3} km², (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993)), and a positive correlation between slope and area should be observed when using high-resolution DEMs (Willgoose et al., 1991).

The area-slope pairs calculated from natural relief systematically exhibit a large scatter around the mean relationship. In addition to numerical errors in the DEM calculation, this scatter may result from basin heterogeneity which encompasses, for example, the spatial variation in lithology, uplift rate or local disequilibrium of the erosion dynamics. For instance, rivers running on different geological substrates exhibit different area-slope relationships (Hack, 1957). This suggests a dependence of the area-slope relationship on lithology, which is of interest for estimating erodibility and which should be taken into account for the correct estimation of the uplift effect.

2.2 Theoretical derivation

Willgoose et al. (1991) suggested a theoretical derivation of this relationship via the erosion dynamics equations, represented by the mass balance and the transport law which relates the sediment flux to the drainage area in the case of transport-limited topography. In its simplest form, the mass conservation equation is written as follows:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot q_s + T, \quad (2)$$

where h is the local elevation, t is time, q_s is the sediment flux per unit width, and T the tectonic uplift rate. The transport law in rivers is generally modelled by a power law involving slope and drainage area:

$$Q_s = w q_s = \beta A^m S^n, \quad (3)$$

where Q_s is the total sediment flux, w is the channel width, β is a sediment transport coefficient and m, n are constants depending on the erosion process. In this formulation, drainage area is taken as a surrogate variable for water flux. Values for m and n are debated, and are assumed to vary from 1 to 3 depending on the erosion mechanism (Kirkby, 1971; Stock and Montgomery, 1999). The sediment transport coefficient β is an empirical factor which depends on the substrate erodibility, on the parameters of the water flux distribution, and on the empirical relationship between channel width and drainage area (Willgoose et al., 1991). We set our study of natural river networks at a regional scale where the hydrological parameters are likely to be spatially uniform, so that the sediment transport coefficient is mainly dependent on the erodibility. Therefore, in the following, we refer to β as the substrate erodibility, and consider that it is solely dependent on the rock lithology.

An analytical solution of Eqs. (2) and (3) may be derived at the dynamic equilibrium, i.e. when erosion exactly compensates tectonic uplift:

$$\nabla \cdot q_s = T. \quad (4)$$

When integrated over a drainage basin of area A subjected to a non-uniform uplift rate, Eq. (4) gives :

$$\int_A \nabla \cdot q_s dA = \int_{(x,y) \in A} T(x, y) dx dy, \quad (5)$$

where $T(x,y)$ is the uplift rate at location (x,y) . The left-hand expression can be simplified using the divergence theorem :

$$\int_A \nabla \cdot q_s dA = w q_s(A) = \beta A^m S^n, \quad (6)$$

where w and $q_s(A)$ are the width and the sediment flux per unit width at the outlet, respectively, and S is the slope at the outlet. Reformulating the right-hand term of Eq. (5) in function of the average upstream uplift rate $\langle T \rangle_A$ yields :

$$\beta A^m S^n = \langle T \rangle_A A, \quad (7)$$

or,

$$S = \left(\frac{\langle T \rangle_A}{\beta} \right)^{1/n} A^{-\frac{m-1}{n}}. \quad (8)$$

This equation gives a physical meaning to parameters k and α in Eq. (1):

$$k = \left(\frac{\langle T \rangle_A}{\beta} \right)^{1/n}, \text{ and } \alpha = -\frac{m-1}{n}. \quad (9)$$

For catchments with spatially uniform uplift T , $\langle T \rangle_A$ is equal to T , and the expression of k is of the form given by Willgoose et al., (1991).

2.3 Quantification of erodibility and uplift rate

Equation (8) may be written as follows :

$$k = \left(\frac{\langle T \rangle_A}{\beta} \right)^{1/n} = S A^{-\alpha} \quad (10)$$

where the right-hand term is readily computed from DEM analysis so that k is known for each pixel of the drainage network. The basic tenet of our approach is to transform the spatial distribution of elevation given by the DEM into a spatial distribution of erodibility/uplift information via the k parameter. In general, absolute values of β cannot be determined, so erodibility and tectonic uplift rate are only determined in proportion to the parameters of a reference point. In the following, the subscript R refers to these reference parameters.

We first assume that β variations depends only on the lithology distribution that is given by a geological map. The first step of the procedure consists in calibrating β from areas where the uplift rate is known to be spatially uniform.

In a second step, we calculate the average upstream uplift rate at each point M of the grid, as follows:

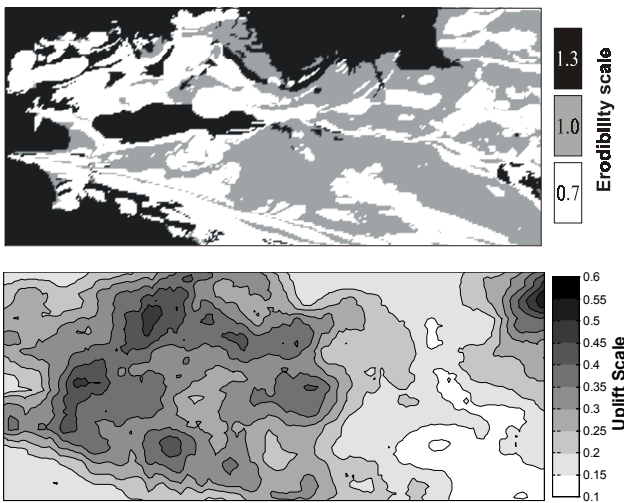


Fig. 1. Top : Erodibility distribution used in the numerical model (geometry is extracted from the geological map of Brittany). **Bottom :** Uplift rate distribution used in the numerical model

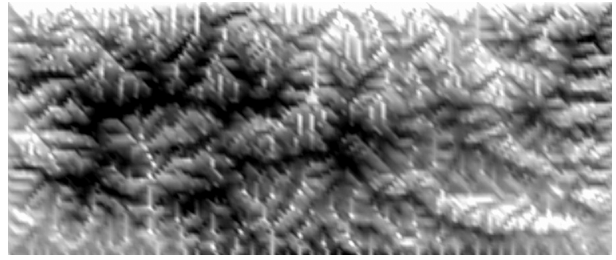


Fig. 2. Topography at dynamic equilibrium generated by the numerical model and used for the uplift ratio estimation (grid size : 154 x 65 pixels).

$$\left(\frac{\langle T \rangle_{A_M}}{T_R} \right)^{1/n} = \frac{k_M}{k_R} \left(\frac{\beta_M}{\beta_R} \right)^{1/n}, \quad (11)$$

the erodibility ratio $(\beta_R/\beta_M)^{1/n}$ being previously calibrated.

Because of the upstream averaging, the tectonic uplift has a local signification only for infinitely small drainage areas, but for which the slope-area relationship is no longer a power law. In practice, we determine uplift on points whose drainage area is at the lower end of the power-law regime, and for which we assume that the upstream average is not significantly different from the local value. In that particular case, the left-hand term in Eq.(11) is called the uplift ratio.

3 Testing with a numerical model of landscape evolution

3.1 Numerical model

The numerical procedure is based on a walker technique, and can deal with most of the assumed transport equations (Davy and Crave, current issue). We take a simple transport model which combines a Fickian diffusion for hillslope process, with a fluvial transport model, as described by Eq. (3). For this latter process, we assume power-law exponents m and n of 1.5 and 1, respectively. Both diffusive and fluvial processes are acting everywhere on the surface. The initial surface is a flat plane of zero elevation, with small random perturbations. Boundary conditions are of fixed zero elevation through time in order to simulate a constant outlet elevation. The erodibility and uplift distribution is defined initially and is constant through time. Tectonic uplift and erosion are acting simultaneously.

3.2 Validation of the method

We simulate a topographic evolution generated by our numerical program, which includes a spatially variable erodibility and a spatially variable uplift rate (Fig. 2). The initial lithology and uplift rate distributions are

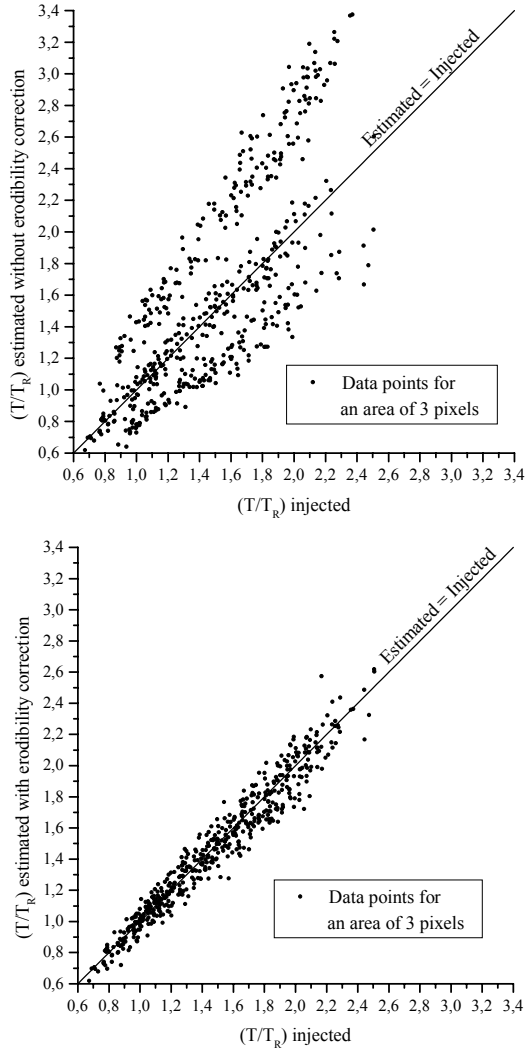


Fig. 3. Comparison of the uplift information estimated from the computer generated topography in Fig. (2) versus the injected one at dynamic equilibrium (**Top**: without erosion correction ; **bottom**: with erosion correction). " (T/T_R) injected" corresponds to the local uplift rate of the pixel divided by the uplift rate of the reference pixel. " T/T_R estimated" corresponds to the upstream average uplift rate for a drainage area of 3 pixels, divided by the uplift rate of the reference pixel (see Eq. 11).

inspired from the Brittany example (Fig. 1, top and bottom). Our objective was to test the relevance of the uplift ratio deduced from Eq. (11) as it would be calculated from natural data. We briefly described the third steps necessary to compute the uplift ratio :

- We first select a small basin where the uplift rate can be assumed spatially uniform. We then calculate the power-law exponent α from points having the same lithology, and the smallest area for which the power law is valid (here 3 pixels).

- We compute the different erosion ratios in small basins where the uplift rate can still be assumed spatially uniform. We have verified that the estimated erosion ratios are exactly equal to those fixed as parameters of the simulation.

- Finally, we choose a reference point, and we perform the computation of the uplift ratio on points whose drainage area is 3 pixels, according to Eq. (11).

In order to evaluate the importance of the lithology factor, we present both the k ratio and the uplift ratio estimated from Eq. (11) as a function of the injected uplift ratio (Fig. 3, upper and lower graph, respectively). After erosion corrections, the inferred uplift ratio is equal on average to the one injected in the simulation (Fig. 3, lower graph). The small scatter mainly comes from the assumption that the upstream average uplift rate is equal to the local uplift rate.

4 Application to Brittany

4.1 Geological setting and uplift history

Brittany, located in the western part of France, has a moderate relief (max.: 380m) and is characterised by a river network incising into bedrock of varied lithology (schist, granite, sandstone and gneiss). The study of river incision has pointed out a differential uplift between the western and the eastern part of Brittany up to 70 m during the last 0.7 Ma (Fig. (4) ; Bonnet, 1998). Levelling comparisons further show a generalised uplift of the region with a gradient of 1.1 mm.yr^{-1} from east to west (Lenôtre et al., 1999). Both approaches suggest a present-day tilting of western Brittany along the Quessoy fault zone, with a possible activity of the southern CSA zone as a normal fault, the northern area being uplifted (Fig. (4), top).

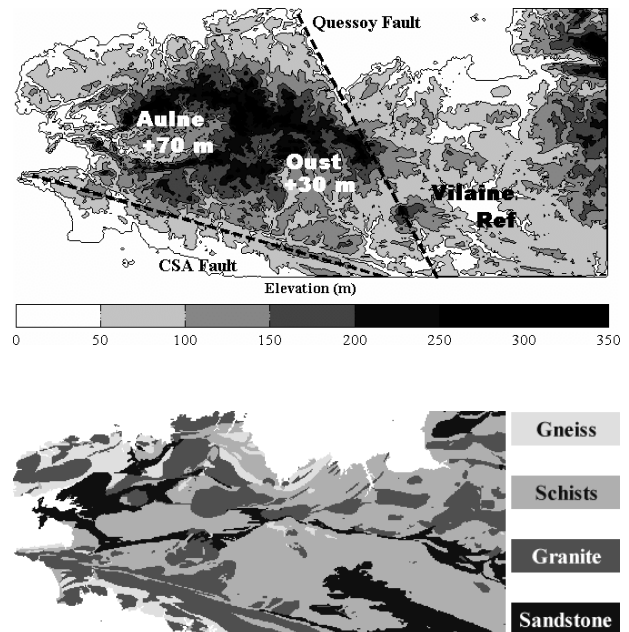


Fig. 4. Elevation and lithology of Brittany. Active fault zones and differential uplift for the last 0.7 Ma are indicated for the Oust and the Aulne basins, relative to the Vilaine basin (Bonnet, 1998).

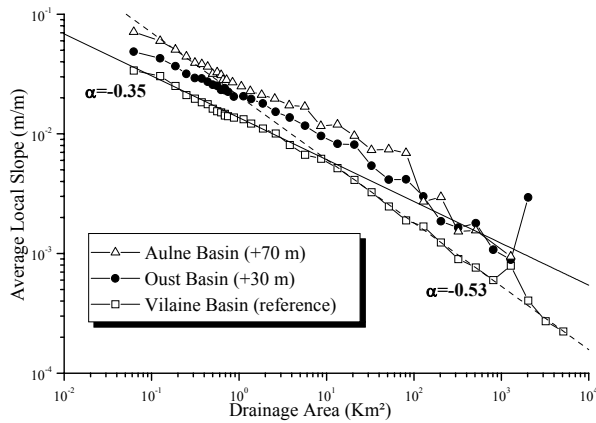


Fig. 5. Observed area-slope relationships for three basins in Brittany subjected to differential tectonic uplift (250 m DEM). Relative to the Vilaine Basin, the Oust and Aulne basins have a vertical uplift of, respectively, 30 m and 70 m during the last 0.7 Ma. Average power-law exponents are about -0.35 (-0.5 resp.), for drainage areas smaller (larger resp.) than about 1 km^2 .

4.2 Effect of uplift rate and lithology on the area-slope relationship

We computed the area-slope relationship for 3 basins on a 250 m DEM. Over the past 0.7 Ma, these basins have experienced a differential uplift with reference to the West Vilaine Basin, with value of 30 m for the Oust Basin and 70 m for the Aulne Basin, respectively (Fig. (5) ; Bonnet, 1998). Whatever the basin, the slope-area relationship is adequately modelled by two power laws with a transition at an area of about $1\text{--}10 \text{ km}^2$ (Fig. 5), a result consistent with the observations made by Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993). The transition area corresponds to the typical extension of the river heads in Brittany (Crave and Davy, 1997), and indicates a change in the erosion-transport processes. The power-law exponents (-0.35 for small areas, and -0.5 for large ones) and the transition area are independent of the tectonic uplift. From these observations, we conclude that (i) the proportionality coefficient k is sensitive to the tectonic uplift, as expected (see Eq. (9)), and (ii) that the uplift rate has a measurable effect on the area-slope

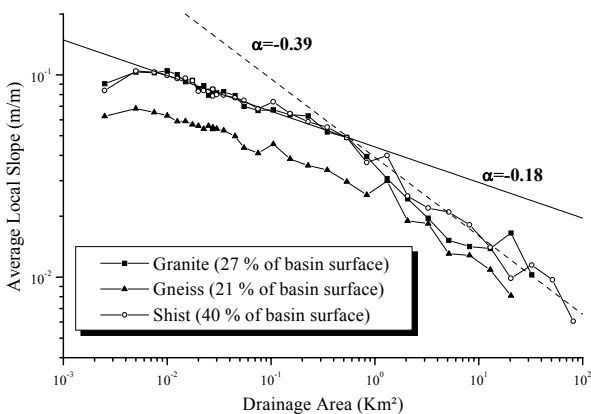


Fig. 6. Observed area-slope relationship for the three main lithologies of the Queffleuth Basin (250 km^2) computed on a 50 m DEM. Average power-law exponents are about -0.2 (-0.4 resp.), for drainage areas smaller (larger resp.) than about 1 km^2 .

relationship computed with a 250 m DEM.

The effect of lithology was studied on a 250 km^2 basin made up of three lithologies. The lithology distribution was determined from the 1:1,000,000 official geological map of France. Figure (6) presents the average area-slope relationships obtained for each lithology with a 50 m DEM. A transition still occurs for the three curves at an area of about 1 km^2 as in Fig. (5). The exponents α are independent of lithology, suggesting an independence of the nature of erosion processes on lithology. The proportionality coefficient k is clearly lithologically dependent for drainage areas smaller than 1 km^2 . Results are qualitatively similar for drainage areas larger than 1 km^2 , but the small amount of data limits a more quantitative analysis.

Additional studies with 250 m and 50 m resolution DEM pointed out that the power exponent α is not significantly dependant on the lithology, or the tectonic uplift at the scale of Brittany. Note that the results are independent of the DEM resolution for areas relevant to the determination of k .

4.3 Estimation of the uplift rate distribution

The determination of erodibility and uplift was made from the 250-m DEM of Brittany, the only DEM which covers the whole area. We calibrated the erodibility from 8 different basins whose drainage area is less than 50 km^2 , and where the assumption of homogenous uplift seems justifiable. Depending on lithology, the erodibility appears to vary from 0.6 to 1.9 times the erodibility of the reference schist lithology. The largest erodibility values are observed for weathered granite, the smallest for gneiss and sandstone.

We calculated the uplift ratio for a drainage area of 3 pixels (i.e., 0.1875 km^2) which corresponds to the lower limit for which the scaling relationship between slope and area is valid (Fig. 5). The uplift ratio distribution is presented in Fig. (7). First-order feature is an uplift of western Brittany with respect to the eastern part. The transition occurs along the Quessoy fault which trends SSE-NNW. The southern limit of the uplifted central Brittany is the CSA zone, which is a major lithospheric structure created during the Hercynian orogeny. These gross features are consistent with recent studies of the Quaternary tectonics of Brittany (Bonnet, 1998; Lenôtre

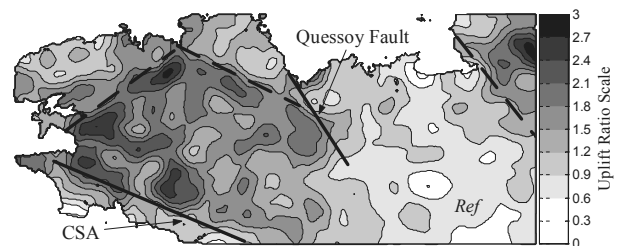


Fig. 7. Spatially averaged uplift ratio computed on a 250 m DEM of Brittany. Calculation are made for a drainage area of 0.1875 km^2 (e.g., 3 pixels). The uplift ratio takes into account the lithology variations. **Ref** : reference location for uplift ratio T/T_R computation (see Eq. (11)).

et al., 1999). The map also highlights some important features that were not previously described. The southern branch of the Quessoy zone appears much less active than the northern one, and two more active zones are observable in Northern and Eastern Brittany, respectively (Fig. 7).

Note that the eventual determination of uplift rates requires knowledge of a reference value, to estimate the slope exponent n (see Eq. 11), and to test the assumption of complete equilibrium between erosion and tectonics. None of these three points is accessible in general.

5 Discussion

The key point of this work is the ability of the area-slope relationship to give a quantitative estimate of tectonic and erodibility parameters. We believe that the area-slope relationship is much more meaningful, for instance, than the distribution of mean elevation or relief (Ahnert, 1984; Hurtrez et al., 1999). The reason is that erosion intensity is known to depend strongly on both the local slope and the drainage area, which is a measure of the water discharge.

An analytical expression of erodibility and tectonic uplift may be derived from the topography and geological map with the following assumptions:

- 1) Erosion laws are depend only on local slope, water discharge and lithology.
- 2) Erodivility (that is the proportionality parameter of the erosion law) depends only on lithology and, conversely, lithology affects only the erodibility (not the slope or discharge dependency).
- 3) Erosion and tectonic are exactly compensated.
- 4) The tectonic uplift is steady.

Clearly, these four conditions are difficult to verify. The erosion model described in Eq. (3) is consistent with the observed area-slope relationship in Brittany because (i) the power law is an adequate model for this relationship, and (ii) the power-law exponent α has about the same value everywhere. Note, however, that this consistency does not prove the assumptions (1) and (2).

The assumption (3) is somewhat crucial since it conditions the validity of the analytical method. We performed specific numerical calculations to test the bias due to an incompletely achieved equilibrium between erosion and tectonics. Although the effect may be important if knick-points exist, for instance, the power law appears to be a more general model for the slope-area relationship even for topographies out of equilibrium. The derivation of erodibility and tectonic parameters in systems out of equilibrium, as well as the importance of the assumption (4) will be discussed in a further work.

6 Conclusion

We demonstrate that a quantification of the erodibility and uplift rate variation at the regional scale is possible through the analysis of topographic and geological information alone. Parameters are derived from a theoretical relationship which links slope, drainage area, erodibility and upstream average uplift rate for basins with variable erodibility and uplift rate in the limit of the dynamic equilibrium. The erodibility coefficient of the assumed erosion law is firstly determined for each lithology of the geological map. Regarding the few quantitative values published for this parameter, our method provides a fast way to obtain relative measurements of rock erodibility which are necessary for modelling purposes (Stock and Montgomery, 1999). Secondly, we determine the tectonic uplift rate from the area-slope relationship by correcting from the lithological effects.

The method was applied successfully to a topography generated with a surface process model in which the erodibility and uplift rate were variable. We also analysed the topography of the Armorican massif (Brittany, France) and found a distribution of uplift rate quite in agreement with levelling data (Lenôtre et al., 1999) and river incision studies (Bonnet, 1998). The method appears efficient in detecting subtle tectonic gradients in regions of slow uplift rate.

Acknowledgements. This work was funded by the CNRS-INSU research programme "PROSE". We thank Dr. Henk Kooi and Dr. Gregory Hancock for their constructive and careful reviews.

References

- Ahnert, F., Local relief and height limits of mountain ranges, *Amer. J. Sci.*, 284, 1035-1055, 1984.
- Bonnet, S., Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène, PhD Thesis, Mémoires de Géosciences Rennes, 1998.
- Crave, A. and Davy, P., Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France, *Tectonophysics*, 269, 91-111, 1997.
- Goldrick, G. and Bishop, P., Differentiating the Roles of Lithology and Uplift in the Steepening of Bedrock River Long Profiles: An Example from Southeastern Australia, *J. Geol.*, 103, 227-231, 1995.
- Hack, J.T., Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294 B, 45-94, 1957.
- Hurtrez, J.-E., Lucazeau, F., Lavé, J. and Avouac, J.-P., Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 104, B6, 12,779-12,796, 1999.
- Ijjasz-Vasquez, E.J. and Bras, R.L., Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models, *Geomorphology*, 12, 299-311, 1995.
- Kirkby, M.J., Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, 3, 15-30, 1971.
- Lenôtre, N., Thierry, P., Blanchin, R. and Brochard, G., Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France), *Tectonophysics*, 301, 333-344, 1999.

Moglen, G.E. and Bras, R.L., The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution, *Water Resour. Res.*, 31, 10, 2613-2623, 1995.

Montgomery, D.R. and Foufoula-Georgiou, E., Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934, 1993.

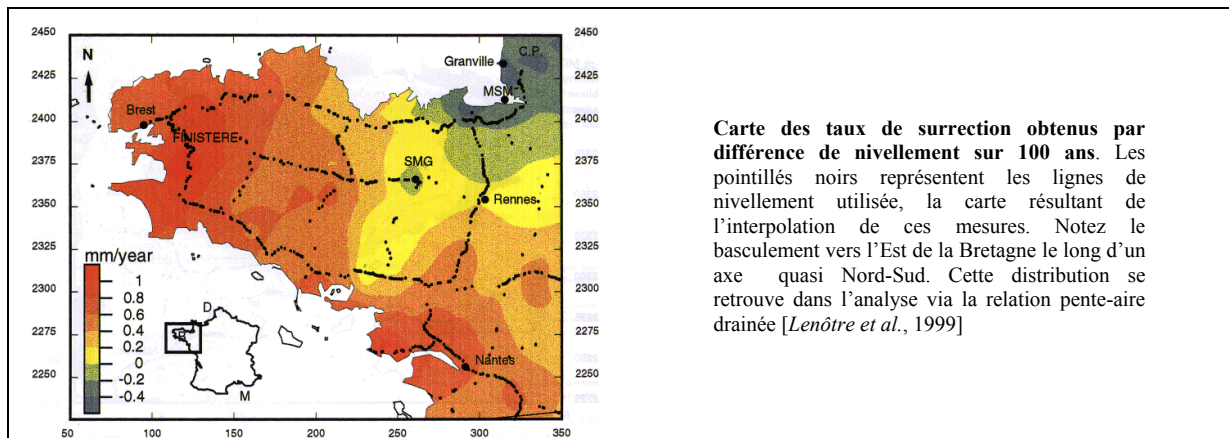
Stock, J.D. and Montgomery, D.R., Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J. Geophys. Res.*, 104, B3, 4983-4993, 1999.

Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., Scaling and elevation in river networks, *Water Resour. Res.*, 25, 9, 2037-2051, 1989.

Willgoose, G., A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models, *J. Geophys. Res.*, 99, 13987-13996, 1994.

Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., A physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour. Res.*, 27, 1697-1702, 1991.

IV.2.1.1 Figure complémentaire



Chapitre V: Dynamique des systèmes naturels : synthèse et discussion

Ce chapitre est consacré à la synthèse et la discussion des résultats obtenus au cours de ce travail. Nous discutons d'abord de la caractérisation des processus élémentaires d'érosion et de la quantification des exposants sur la pente et l'aire drainée. Cette partie s'appuie essentiellement sur les résultats expérimentaux, l'analyse des systèmes naturels et une réinterprétation de données déjà publiées. Partant des processus élémentaires, nous passons à la dynamique macroscopique des reliefs via les résultats que nous avons obtenus par les simulations numériques, les expériences et l'approche théorique. Enfin, nous discutons des méthodes et outils développés durant cette thèse et de leur apport en géomorphologie quantitative.

V.1. Contraintes sur les processus élémentaires d'érosion

V.1.1. De l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable dans les systèmes naturels

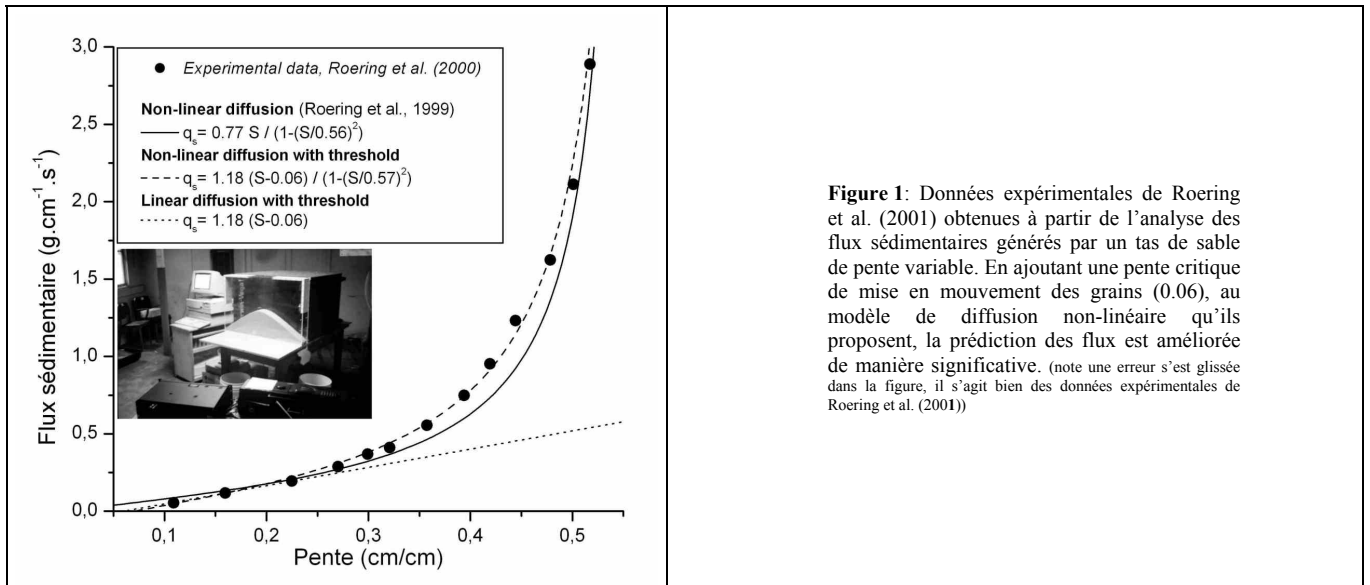
Nous avons montré que la loi d'érosion expérimentale était caractérisée par une dépendance linéaire entre érosion et pente et l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable. Ce seuil trouve son origine dans l'existence d'un seuil critique de détachement ou de mise en mouvement des particules. De tels seuils existent pour une grande variété de processus d'érosion et de transport depuis l'effet splash, qui n'est efficace que si l'énergie cinétique des gouttes d'eau est supérieure à l'énergie de liaison des particules du sol, jusqu'au transport sédimentaire dans les rivières qui ne s'effectue qu'au-delà d'une certaine contrainte cisailante (voir le chapitre I, *processus élémentaires*). La question est donc de déterminer si ce seuil peut être négligé dans le cadre de la modélisation de la forme et de la dynamique des reliefs à long terme. La plupart des études basées sur la modélisation numérique et l'approche théorique négligent systématiquement ce seuil. Il s'agit d'une simplification plus pratique que réellement argumentée qui vise à limiter le nombre de paramètres intervenant dans le problème. En particulier, l'expression analytique de la relation pente-aire drainée s'en trouve simplifiée.

A partir de l'analyse des expériences et de simulations numériques, nous montrons que lorsque ce seuil n'est pas négligeable (sous-entendu par rapport à l'intensité des processus d'érosion), la dynamique des systèmes géomorphologiques s'en trouve profondément modifiée lorsque le réseau de drainage n'est pas complètement connecté aux conditions limites : la vitesse de croissance du réseau de drainage dépendant au premier ordre de la valeur du seuil, des scénarii très non-linéaires sont envisageables en particulier dans le cas d'une distance de transport très grande. Les formes à l'équilibre dynamique dépendent aussi de ce seuil puisque pour un même taux de surrection, les pentes de systèmes où le seuil est nul sont plus faibles que dans le cas où il est non-négligeable. Enfin, dans le cas de systèmes en relaxation, l'altitude moyenne tend vers une valeur limite strictement positive. Lorsque le système atteint cet état, l'érosion mécanique devient nulle malgré l'existence de pentes strictement positives.

Les paragraphes qui suivent examinent les arguments suggérant que le seuil d'érosion dans les systèmes naturels n'est pas négligeable.

a) Arguments en faveur du modèle à seuil et linéaire en pente pour les versants des Siwaliks

Nous avons montré que la forme des versants de la région des Siwaliks pouvait être modélisée par une loi linéaire en pente avec un seuil d'érosion non-négligeable ou une loi non-linéaire avec un exposant sur la pente strictement supérieur à 2. Dans la limite de notre connaissance actuelle des processus de transport et d'érosion, un exposant n supérieur à 2 est peu probable. Comme nous l'avons suggéré, la notion de seuil s'accorde bien avec l'idée de seuil de plasticité des sols, et la linéarité entre flux et pente est cohérente avec un modèle rhéologique de type Bingham, qui a été appliqué à la reptation de sol [Selby, 1993] ou coulées de débris [Iverson, 1997]. Enfin, la similitude de l'exposant de la relation pente-aire drainée pour les expériences et les versants naturels suggère



que les mécanismes soient similaires. Il s'agit d'un faisceau de présomptions, mais il argumente en faveur d'un seuil et d'une linéarité de la pente.

Dans le même registre, soulignons que l'ajout d'un seuil au modèle de diffusion non-linéaire proposé par Roering et al. (1999), et appliqué à leurs expériences [Roering et al., 2001] (figure 1) améliore nettement la qualité de la prédiction de la relation entre flux sédimentaire et pente. L'application aux données naturelles reste à faire, mais cette modification suggère là encore l'existence d'un seuil non négligeable.

b) Arguments en faveur de l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable dans les rivières

Nous retiendrons trois arguments :

- Lavé (1997) souligne l'importance de prendre en compte un seuil de détachement pour prédire correctement le taux de d'incision des rivières traversant le plis des Siwaliks à partir du calcul de la contrainte cisailante adimensionnelle (*shield stress*). Notons que la valeur retenue pour le *critical shield stress* est 0.03, et que le *shield stress* maximum est de l'ordre de 0.2, soit à peu près un ordre de grandeur de différence. En utilisant le *shield stress*, l'exposant n vaut $2/3$.
- En reprenant les données de [Snyder et al., 2000] sur les variations des relations pente-aire drainée de rivière à substratum rocheux, avec le taux de surrection (figure 2), nous montrons qu'un modèle à seuil et linéaire en pente est plus cohérent qu'un modèle en loi de puissance prédisant un exposant n supérieur à 4. Il n'y a pas besoin d'invoquer des variations systématiques du paramètre d'érodabilité avec le taux de surrection (même si elles peuvent exister), comme l'ont fait les auteurs, pour obtenir des valeurs de n de l'ordre de 1 à 2. Soulignons que compte-tenu de la dispersion des données et de la petite gamme de taux de surrection, il est difficile de contraindre précisément le paramètre n dans le modèle général suivant :

$$k_s = \left(K_c + \frac{U}{K} \right)^{1/n}.$$

En particulier, les cas $n=1$ et $n=2/3$ donnent des qualités de fit similaires. Si $n=1$, alors l'érodabilité K de la loi d'incision (éq. I.6) est voisine de $10^{-4} \text{ m}^{0.14} \cdot \text{yr}^{-1}$ (éq. I.6), soit 2 à 10 fois plus que les valeurs proposées par [Snyder et al., 2000].

- Les lois de transport sédimentaire incorporent toutes un seuil de mise en déplacement non négligeable (*critical shield stress*) [Howard, 1994; Yalin, 1980], d'autant que le *shield stress* dans les rivières alluviales est de l'ordre de grandeur du *critical shield stress* [Buffington and Montgomery, 1997; Talling, 2000].

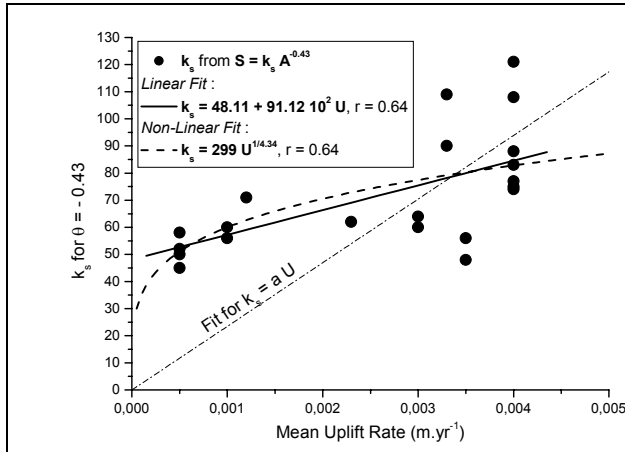


Figure 2: Données de Snyder et al. (2000) sur les relations entre facteur d'amplitude k_s des rivières à substratum rocheux et taux de surrection Holocène dans la région de la jonction Triple de Mendocino (Californie). k_s est estimé pour un exposant de la relation pente-aire drainée $\theta \sim 0.43$, qui est indépendant du taux de surrection. En considérant que seule les variations du taux de surrection influencent k_s , on obtient deux modèles limites : un modèle à seuil et plus ou moins linéaire en pente, et un modèle très fortement non-linéaire en pente avec $n > 4$. Un tel exposant est improbable, et c'est donc le modèle à seuil qui est le mieux adapté pour ces rivières.

En conclusion, il paraît clair qu'un seuil d'érosion non-négligeable est à prendre en compte dans la modélisation de la dynamique des rivières alluviales et à substratum rocheux. La nouvelle interprétation des données de Snyder et coauteurs (2000) met clairement en évidence le biais introduit par le fait de négliger le seuil d'érosion. A fortiori, ce résultat met en doute certaines estimations des paramètres m , n et K proposées dans la littérature sans prendre en compte le seuil d'érosion [Carretier, 2000; Howard and Kerby, 1983; Snyder et al., 2000; Stock and Montgomery, 1999; Whipple et al., 2000a]. Les temps caractéristiques prédits sur la base de ces paramètres sont probablement biaisés [Snyder et al., 2000; Whipple, 2001].

c) Arguments indirects en faveur de l'existence d'une loi d'érosion linéaire en pente et à seuil à grande échelle

Les relations linéaires entre le taux de dénudation et l'altitude moyenne [Pinet and Souriau, 1988] ou le relief [Ahnert, 1970] (figure I.43) peuvent être interprétées comme caractéristiques d'un système à réponse linéaire. Ces deux relations prédisent un taux de dénudation mécanique nul pour des valeurs d'altitude moyenne et de relief strictement positives. Ceci suggère l'existence d'un seuil d'érosion mécanique non-négligeable à l'échelle continentale. Nous avons montré que pour que l'approximation d'un système à réponse linéaire soit vérifiée, les lois d'érosion et de transport devaient être linéaires en pente.

d) Conclusion

Les arguments précédents convergent en faveur de l'existence d'un seuil d'érosion non-négligeable sur les versants, dans les rivières et donc à l'échelle continentale. En fonction de la longueur de transport sédimentaire, nous proposons donc une forme générale du flux sédimentaire et de l'incision :

$$Q_s = K' (A^{m'} S^{n'} - K_c' A)$$

$$I = K (A^m S^n - K_c)$$

La détermination du degré de non-linéarité entre flux sédimentaire (resp. incision) et pente topographique est moins évidente. Pour les versants dans les domaines orogéniques, n' serait égal à 1, tandis que dans les rivières à substratum rocheux, n serait égal à 1, ou 2/3. Nous n'avons pas obtenu de contraintes particulières pour les rivières alluviales. Néanmoins, la linéarité entre altitude moyenne, ou relief, et taux de dénudation argumente en faveur d'un exposant n égal à 1. Les modèles de transport de type bedload prédisent cet exposant (cf chapitre I).

Enfin, signalons que l'analyse effectuée sur les Siwaliks montre que le modèle de pente de stabilité critique généralement invoqué dans les domaines orogéniques n'est pas si général. La limite du relief maximal prédite théoriquement par ce modèle reste encore à déterminer... la barre est placée haut avec les 6000 m de dénivelé entre les sommets de la haute chaîne Himalayenne et les rivières à leur pied.

V.1.2. Contraintes sur la dépendance avec le flux d'eau et la longueur de transport

Les exposants m et m' peuvent être obtenus à partir des valeurs de l'exposant θ de la relation pente-aire drainée et des différentes valeurs que peuvent prendre n et n' . Dans le cas des versants des Siwaliks et de la région de la Mendocino Junction, le système étant probablement limité par le transport, on a $\theta = -(m-1)/n$. Les valeurs de θ variant entre -0.1 et -0.3 , l'exposant m varie entre 1.1 et 1.3 . Pour les rivières à substratum rocheux, les valeurs de θ publiées s'échelonnent depuis -0.4 à -0.7 (cf chapitre I), ce qui correspond à des valeurs de m variant depuis 0.4 à 0.7 , si $n=1$, et 0.27 - 0.47 si $n=2/3$. Dans les Siwaliks, θ est voisin de -0.46 [Kirby and Whipple, 2001], et dans la région de Mendocino, θ est voisin de -0.43 [Snyder et al., 2000]. En conséquence, dans ces deux domaines la loi d'incision du substratum rocheux est probablement de la forme :

$$I = K(A^{0.45}S - K_c) \text{ ou } I = K(A^{0.3}S^{2/3} - K_c).$$

A plus grande échelle, et en considérant un modèle de transport alluvial, [Davy and Crave, 2000] suggère à partir de la relation entre taux de dénudation et aire drainée des bassins observées par quelques auteurs [Einsele and Hinderer, 1997; Summerfield and Hulton, 1994], des valeurs de m' variant entre 1.2 et 1.7 . Si $n'=1$, ces valeurs correspondent à des exposants de la relation pente-aire drainée variant de -0.2 à -0.7 , dans la gamme de ceux mesurés par de nombreux auteurs [Hack, 1957; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Tarboton et al., 1989; Willgoose et al., 1991a] ou que nous avons mesurés en Bretagne.

Nous avons montré que le formalisme de la longueur de transport permettait de reproduire correctement la dynamique des expériences. Il reste cependant à déterminer (i) si ce formalisme peut s'appliquer aux systèmes naturels, et (ii) la valeur de la longueur de transport. Si le premier point est vérifié, alors l'existence de tronçons à substratum rocheux et des zones alluviales dans ou au front des orogènes suggère que la longueur de transport est inférieure à la taille des orogènes.

V.2. Implications en terme de dynamique macroscopique

V.2.1. Connectivité des réseaux de drainage et plateaux continentaux

Les résultats des modélisations expérimentales et numériques montrent qu'en présence d'un seuil d'érosion non-négligeable, la connectivité initiale du réseau de drainage joue un rôle fondamental dans l'évolution des topographies en relaxation ou en surrection. Dans le cas d'une surface initialement peu connectée et soumise à une surrection homogène, de large portions de la surface initiale peuvent ne pas être ou très peu érodées jusqu'à un stade avancé de l'évolution du système. L'essentiel de l'érosion se concentre dans la zone connectée. Il y a accumulation progressive de matière à la verticale de la zone non connectée qui ne sera évacué du système que lorsque la connexion avec les conditions limites du système sera établie. Nous avons montré par l'intermédiaire de simulations numériques que plus le seuil était grand, plus la connexion complète de la surface était lente, et plus du matériel pouvait être accumulé en hauteur. Une des conséquences de ce retard est que le flux sédimentaire sortant peut être significativement plus élevé que le flux tectonique entrant juste avant et après la connexion complète de la surface, dans le cas d'une longueur de transport très grande (cf chapitre I.2).

Le plateau Tibétain (figure 3) et les plateaux Andins (figure 4) sont les plus hauts plateaux du monde et constituent le cœur des plus larges et plus hauts orogènes mondiaux. Ils sont tout deux caractérisés par une large portion de leur surface drainée de manière interne (environ 30 % dans le cas du Tibet-Himalaya en comptant). La différence de géométrie entre des orogènes compléments connectés (tels que Taiwan ou la Nouvelle-Zélande) et les orogènes non-connectés est frappante (figure 4 droite). Ces derniers sont 2 à presque 10 fois plus large et jusqu'à 2 fois plus hauts. Nous proposons qu'une partie de ces différences soit liée à l'existence initialement, ou l'apparition à un moment ou à un autre de l'histoire de la chaîne d'une zone de drainage interne, ayant permis l'accumulation de matériel et l'épaississement de la croûte. Que cette zone n'ait pas été connectée rapidement est en partie lié à l'existence du seuil d'érosion non-négligeable que nous avons mis en évidence. Par rapport aux expériences et aux simulations, l'isostasie doit être prise en compte. Elle joue un rôle important sur les bords du plateau, là où l'érosion se concentre. Par réponse isostatique à l'érosion de la croûte, les bords du plateau vont se soulever par rapport à l'intérieur, isolant d'autant plus la zone non-connectée [Kooi and Beaumont, 1994; Masek et al., 1994; Tucker and Slingerland, 1994]. Par ailleurs, une surrection importante des sommets par rapport à la

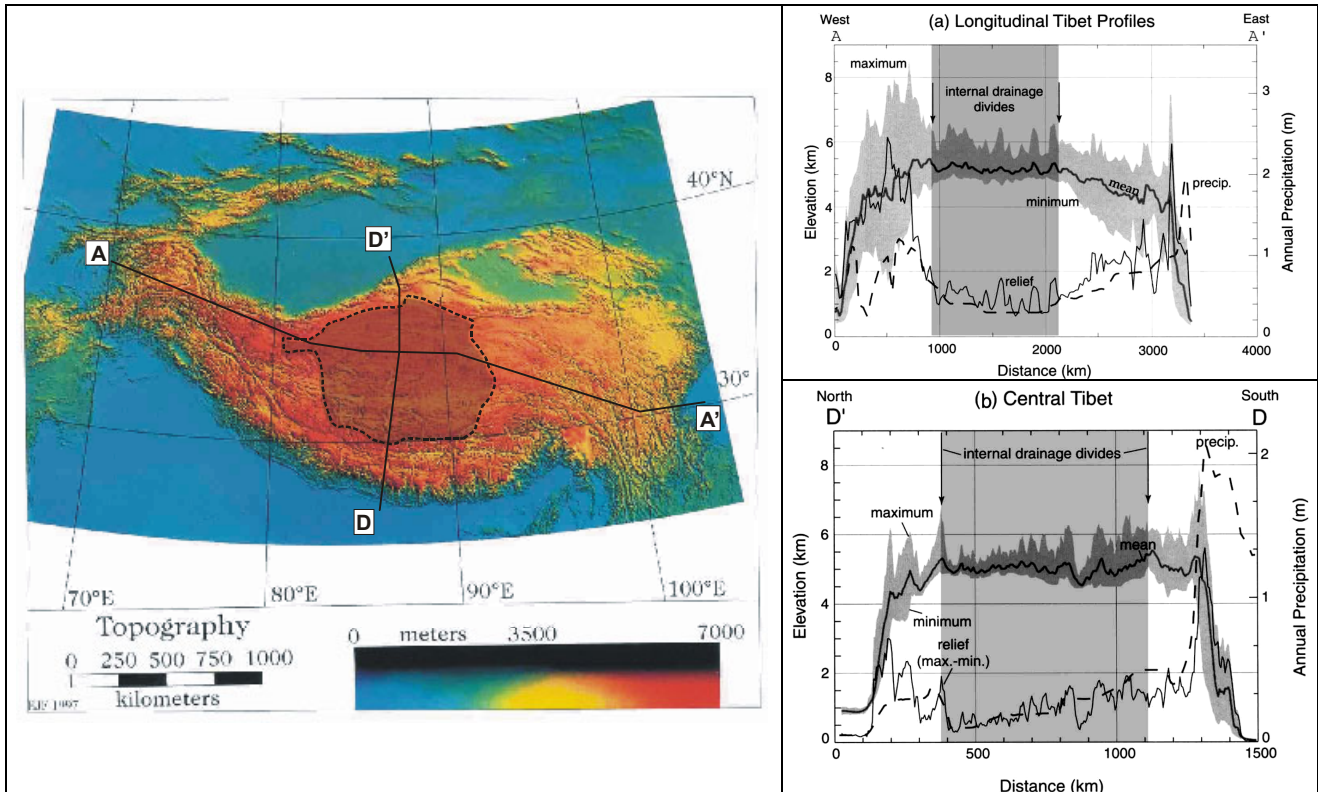


Figure 3 : Données topographiques sur la connectivité à l'échelle continentale de la région Inde-Asie. *Gauche* : MNT avec délimitation de la zone de drainage interne du plateau Tibétain. En considérant les limites des systèmes comme les grands accidents tectoniques bordant le plateau, la connectivité de l'orogène est d'environ 70 %. *Droite* : Transect longitudinal AA' et transversal DD' du plateau Tibétain soulignant les limites de la zone connectée, les variations du relief et des précipitations. La coupe DD' montre la zone d'érosion très localisée au front de l'Himalaya, et dans une moindre mesure au nord. Notez la barrière climatique constituée par les sommets de la Haute chaîne. D'après [Fielding, 2000].

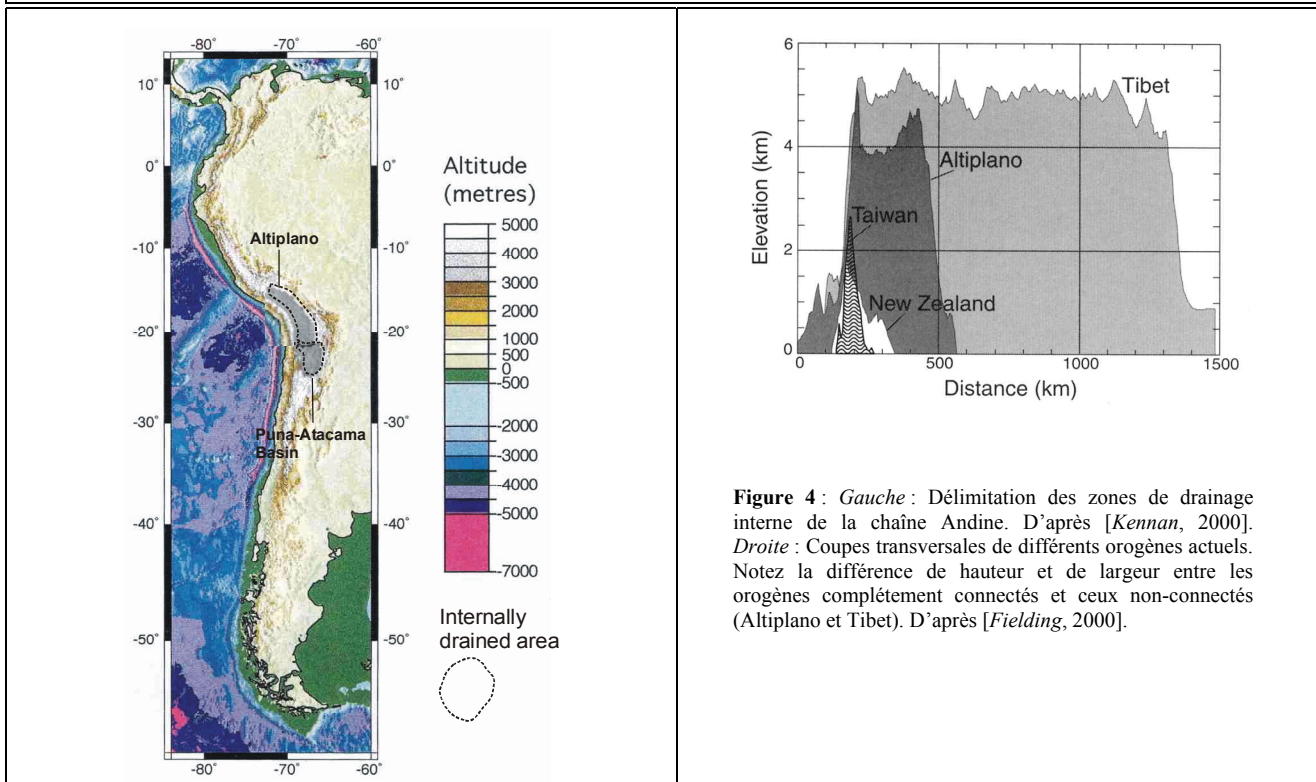


Figure 4 : *Gauche* : Délimitation des zones de drainage interne de la chaîne Andine. D'après [Kennan, 2000]. *Droite* : Coupes transversales de différents orogènes actuels. Notez la différence de hauteur et de largeur entre les orogènes complètement connectés et ceux non-connectés (Altiplano et Tibet). D'après [Fielding, 2000].

hauteur moyenne du plateau [Montgomery, 1994] peut jouer le rôle de barrière climatique, et diminuer d'autant plus l'intensité de l'érosion au niveau de la frontière entre zone connectée et non-connectée. Une telle configuration existe dans le plateau Tibétain (figure 3 droite), où l'intensité des précipitations est divisée par 4 au passage de la haute chaîne. La même configuration est rencontrée pour les plateaux andins.

Le problème principal est de comprendre comment se crée la zone de drainage interne : elle peut être héritée de la surface topographique initiale, mais résulte plus probablement de l'activité conjointe d'accidents à grande échelle isolant de larges portions de surface continentale.

Il est donc probable que la connectivité des réseaux de drainage joue un rôle fondamental dans l'évolution et la structuration des chaînes de montagne. En particulier, elle est probablement à l'origine des différences d'épaississement crustal et de largeur d'orogène entre les chaînes de montagne connectée et non-connectée. Le seuil d'érosion que nous avons mis en évidence participe au fait que la connectivité évolue lentement et que les plateaux continentaux puissent s'épaissir significativement sans être (ou peu) érodés. L'augmentation de la connectivité s'effectue par régression et captures de zones non-connectées. Les accidents tectoniques jouent un rôle probablement important dans cette évolution, comme le souligne l'organisation du réseau de drainage actuel dans la Chaîne Himalayenne.

Une conséquence des résultats précédents est qu'il est difficile de définir un temps caractéristique d'érosion des chaînes de montagne, tant la dynamique de l'érosion à l'échelle du système est profondément liée à la connectivité, et que celle-ci peut a priori évoluer de manière très différente.

V.2.2. Cas des systèmes connectés : dynamique de l'érosion et taux de surrection

Partant des résultats sur les processus élémentaires, et si l'on suppose que $n=1$ dans les rivières, comme tous les processus sont linéaires en pente, nous avons montré :

- que le temps caractéristique de mise à l'équilibre pour des systèmes connectés de tailles identiques est indépendant de l'intensité de la perturbation (taux de surrection ou chute du niveau de base).
- que l'altitude moyenne et le relief à l'équilibre sont proportionnels au taux de surrection (tant que les versants ne correspondent pas à des pentes critiques de stabilité).

Si $n=2/3$ dans les rivières, alors le temps caractéristique d'évolution augmentera avec le taux de surrection sous l'action de deux effets conjugués : (i) l'augmentation du temps caractéristique de la rivière proportionnellement à $U^{1/2}$ et (ii) la diminution de la densité de drainage qui augmente la taille des versants et leur temps caractéristique de mise à l'équilibre.

La relation entre le temps caractéristique τ et la taille du système L a été étudiée par Davy et Crave (2000) dans le cas limite d'un système limité par le transport, sans seuil et proportionnel à la pente. Ils proposent une relation de la forme :

$$\tau \propto K'^{-1} L^{2-m'} a_c^{-m'/2},$$

ou m' est l'exposant sur l'aire drainée dans l'expression du flux sédimentaire, K' est l'érodabilité et a_c l'aire critique de transition versant réseau. En prenant une valeur moyenne de m' voisine de 1.5, l'exposant de la relation entre temps caractéristique et taille du système serait voisin de 0.5 lorsque la taille des systèmes est supérieure à la longueur de transport, et nulle dans le cas inverse [Davy and Crave, 2000]. Ce résultat souligne la nécessité d'estimer cette longueur dans les systèmes naturels.

V.2.3. Impact du climat

Le climat, via les précipitations et les changements eustatiques, peut intervenir de deux façons : d'une part en modulant l'intensité des processus d'érosion au cours du temps et d'autre part en modifiant la distribution spatiale des précipitations lors de l'augmentation ou la diminution de l'altitude d'un système. En ce qui concerne le premier point, la question est de connaître le rapport entre temps caractéristique du forçage climatique et temps de réponse du système géomorphologique à une perturbation climatique. Ce dernier est probablement différent du temps de réponse à une perturbation tectonique car l'ensemble du système répond de manière synchrone dans le cas climatique, et de manière asynchrone dans le cas tectonique. Durant le quaternaire, les changements climatiques fréquents à des périodicités variant de 10 à 100 ka correspondent à un forçage haute fréquence du

système qui peut ne pas être enregistré par la topographie, si son temps de réponse est significativement plus grand que 100 ka. C'est ce que prédit [Whipple, 2001] dans le cas de Taiwan, une région dominée par les glissements de terrain et pour laquelle les rivières sont probablement limitées par l'incision : le temps de réponse qu'il estime étant de l'ordre de 1 Ma, les bassins versants peuvent théoriquement atteindre un état d'équilibre moyen si les conditions de surrection restent constantes sur une telle période de temps. Néanmoins, des fluctuations liées au climat existent dont les nombreuses terrasses d'abrasions ou de remplissage abandonnées durant le quaternaire sont un exemple.

C'est probablement cette dynamique qui est observée à l'équilibre dynamique dans les expériences : les fluctuations de l'altitude moyenne autour d'une valeur d'équilibre reflètent les variations de pluviosité à haute fréquence, tandis que l'état dynamique moyen reste contrôlé principalement par le taux de surrection.

V.3. Contributions aux outils et méthodes de la géomorphologie quantitative

V.3.1. Détermination des lois d'érosion

Les résultats fournis par l'analyse des Modèles Numériques de Terrain des expériences, de la région des Siwaliks et de la Jonction Triple de Mendocino soulignent l'importance de contraindre les lois d'érosion en étudiant la réponse morphologique des reliefs à des variations spatiales du taux de surrection :

- Cette méthode permet de contraindre séparément les exposants n et m de la loi de transport ou d'incision.
- Elle permet de mettre en évidence un seuil d'érosion éventuel et de le quantifier. Comme nous l'avons montré, négliger ce seuil d'érosion conduit à une surévaluation de l'exposant n (et par conséquent de m). Ce point peut expliquer les grandes variations de valeur d'érodabilité et d'exposants des lois d'incision, ou de transport, proposés dans la littérature.
- Elle peut permettre de vérifier si les pentes moyennes des versants correspondent à une pente de stabilité critique, e.g. sont indépendantes du taux de surrection, ou non. Rappelons que pour une région à l'équilibre dynamique avec une surrection homogène, tous les versants auront la même forme, et donc la même pente moyenne. Cela ne signifie évidemment pas qu'elles correspondent à une pente de stabilité critique. Comme nous l'avons montré pour les Siwaliks, la dépendance entre pente et taux de surrection est linéaire, et il faut explorer une gamme suffisamment large de taux de surrection pour mettre en évidence l'existence d'une pente de stabilité critique, et le mécanisme de glissement de terrain qui lui est éventuellement associé.

Les critères de déséquilibre que nous avons proposés permettent de contraindre l'état dynamique de la topographie dans le cas d'un réseau hydrographique limité par le transport ou mixte (*bedrock/alluvial*). En particulier, l'estimation du rapport longueur de déséquilibre sur longueur du système permet de valider ou non l'hypothèse d'état stationnaire nécessaire à la quantification correcte des paramètres des lois d'érosion.

V.3.2. Estimation des taux de surrection et de l'érodabilité

L'estimation des taux de surrection à partir de l'analyse de MNT doit reposer sur une compréhension et une quantification des processus d'érosion façonnant la topographie. Partant de l'hypothèse d'un état stationnaire, l'estimation des vitesses d'érosion permet d'accéder directement aux taux de surrection verticaux. Nous avons montré que l'analyse des diagrammes pentes-aires drainées permettait d'obtenir des informations sur la distribution spatiale et l'intensité du taux de surrection d'autant plus précises que la connaissance des lois d'érosion est complète. Cette méthode a plusieurs avantages par rapport à l'analyse via des descripteurs morphologiques tels que le relief, l'altitude moyenne ou autres :

- Respectant l'organisation hiérarchique des écoulements d'eau via l'aire drainée, la mesure de la pente topographique permet d'obtenir une estimation du taux de surrection indépendante de la taille du système. En effet, à l'équilibre et dans une région d'érodabilité homogène, la valeur de la pente ne

dépend que de l'aire drainée amont et (1) du taux de surrection moyen amont dans le cas d'un système limité par le transport ou (2) du taux de surrection local dans le cas d'un système limité par l'incision.

- Dans la limite de validité du modèle de puissance du flux d'eau (*stream power law*), cette méthode permet de définir une relation **analytique** entre les paramètres morphologiques pente et aire drainée, et le taux de surrection et l'érodabilité.
- L'analyse via l'aire drainée permet de distinguer les différents compartiments élémentaires de la topographie que sont les versants et les rivières et d'utiliser pour chacun d'eux le modèle d'érosion adéquat. Ceci permet une détermination précise du taux de surrection, contrairement aux approches moyennes intégrant des parties chenalisées et non chenalisées de la topographie.

Cependant, cette approche souffre de quelques limitations :

- La première est liée à la qualité des données topographiques. Pour un MNT très bruité, l'estimation du taux de surrection à une échelle locale (i.e., de l'ordre de grandeur de la taille du pixel) est illusoire. Par contre la détermination de variations relatives entre bassins, via l'interprétation des variations du paramètre d'amplitude de la loi de puissance entre pente et aire drainée, reste possible puisqu'en moyenne, celle-ci reste peu affectée par le bruit (cf Annexe A).
- La deuxième est liée à la dépendance du calcul de la pente locale avec la résolution du MNT (cf Annexe A). Cette dépendance limite les comparaisons entre MNT de différentes résolutions, mais n'affecte pas l'étude d'une région décrite par un MNT de résolution constante.
- La troisième est liée aux hypothèses permettant de dériver la relation analytique entre les paramètres morphologiques et les facteurs tectoniques, climatiques et lithologiques, la condition d'équilibre dynamique étant la plus importante. Les formes caractéristiques des systèmes hors équilibre que nous avons mis en évidence peuvent permettre de la valider ou de l'invalidier.
- Dans le cas de l'étude des rivières, la largeur de l'écoulement doit être prise en compte pour estimer correctement le taux d'incision local [Lavé, 1997 ; Snyder *et al.*, 2000].

Cette méthode de calcul ne remplace évidemment pas les analyses de marqueurs géomorphologiques passifs tels que les terrasses ou les cônes de dépôts, qui fournissent des contraintes quantitatives fortes mais très localisées sur les taux de déformation. Cependant, elle permet d'obtenir très rapidement une idée de la distribution spatiale du taux de surrection, même dans des zones de faible déformation comme la Bretagne. Considérant l'arrivée prochaine d'une couverture à 90 m de bonne qualité de l'ensemble des surfaces continentales, ce type d'analyse devrait trouver un champ d'application très large. Par ailleurs, elle permet d'estimer les valeurs absolues, ou les variations relatives du facteur d'érodabilité en fonction de la lithologie des roches. Ces valeurs sont nécessaires si l'on veut envisager une prédiction correcte de l'évolution topographique d'une région donnée.

V.3.3. Modélisation expérimentale

Nous avons montré qu'une approche expérimentale reproduisant la dynamique des systèmes géomorphologiques était envisageable et qu'elle permettait d'obtenir des informations fondamentales sur les relations entre processus d'érosion élémentaire et évolution macroscopique. L'application de ces expériences aux systèmes naturels dépend de la détermination des lois d'érosion et de transport élémentaires ainsi que d'une quantification précise de l'évolution macroscopique. Nous avons pour la première fois réuni ces deux aspects dans un même dispositif expérimental.

Nous avons montré que les variations temporelles de l'organisation du réseau de drainage contrôlaient en grande partie la dynamique hors-équilibre des systèmes géomorphologiques. Cette observation souligne l'importance et l'intérêt de ces expériences dans lesquelles les écoulements d'eau et les transferts de sédiments peuvent s'auto-organiser en réponse aux perturbations des conditions limites.

L'analyse quantitative des expériences a été possible grâce au développement d'un dispositif de numérisation des topographies. Ce dispositif est perfectible, et nous travaillons encore à son amélioration et au développement de nouveaux outils de mesure. L'objectif final est d'obtenir des topographies numériques de résolution sub-millimétriques et de précision (horizontale et verticale) inférieure à 100 μm , pour des temps d'acquisition inférieurs à 1 minute.

Les matériaux utilisés ayant des propriétés mécaniques différentes, l'approche expérimentale permet d'envisager de multiples applications comme l'étude du rôle de la cohésion interne du matériau sur les vitesses d'érosion ou de la granulométrie sur la longueur de transport telle que nous la définissons dans le modèle numérique.

L'analogie avec les systèmes naturels est évidemment imparfaite, notamment du fait qu'un seul type de processus d'érosion et de transport est actif sur le modèle. Ce processus d'érosion par ruissellement est faiblement instable vis-à-vis de l'incision et ne conduit pas à l'échelle des surface étudiées à une chenalisation des écoulements d'eau et de sédiments. Or, les modélisations numériques montrent que le couplage versant-réseau joue un rôle important dans la dynamique des reliefs, notamment lorsque la longueur de transport dans le réseau est plus petite que la taille du système. Il s'agit donc d'une limitation actuelle du dispositif. Néanmoins, des expériences préliminaires montrent qu'en augmentant légèrement la taille du modèle (en passant à 50x50 cm), un processus de chenalisation apparaît, que ce soit pour les expériences en silice (figure 5) ou en loess (figure 6). Ces premiers résultats ouvrent des perspectives intéressantes sur le rôle de la chenalisation dans la dynamique macroscopique des reliefs. En particulier, elles peuvent être utilisées pour contraindre les facteurs contrôlant l'apparition d'un chenal, ainsi que l'évolution de sa géométrie hydraulique. Les expériences montrent très clairement un chenal dont la largeur et la profondeur évoluent avec l'aire drainée. Comme nous l'avons fait dans ce travail, ces expériences permettront de contraindre et tester pour partie les modèles de géométrie hydraulique des rivières, ainsi que la dynamique des modèles numériques prenant explicitement en compte la largeur de la rivière.

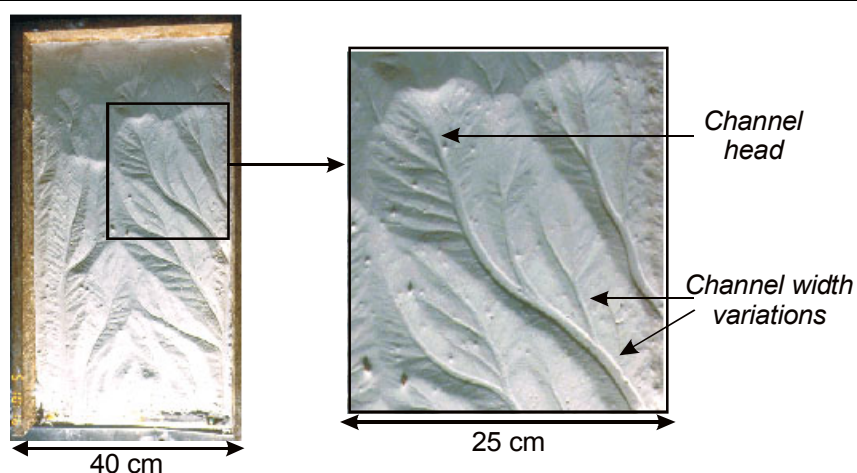


Figure 5: Expérience en relaxation avec de la silice montrant un système couplé versant-réseau et l'évolution de la largeur du chenal avec l'aire drainée. *Conditions limites* : le bord sud de la boîte est ouvert, les précipitations sont homogènes. *Conditions initiales* : brusque chute du niveau de base après une première phase d'érosion (on distingue les ruptures de pente dans la partie la plus amont de l'expérience)

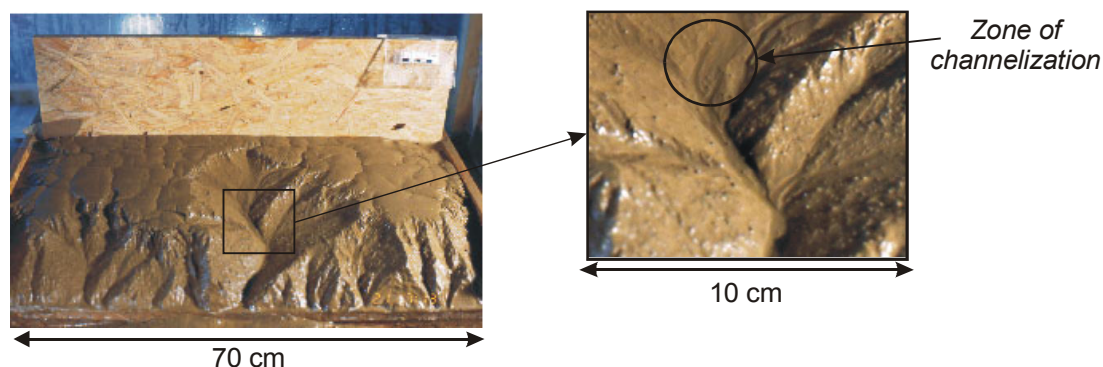


Figure 6: Expérience (70x35 cm) en relaxation avec du loess montrant un système couplé versant-réseau, avec un chenal bien délimité. *Conditions limites* : le bord sud de la boîte est ouvert, les précipitations sont homogènes. *Conditions initiales* : brusque chute du niveau de base, la surface initiale étant plane et légèrement en pente vers le sud.

Conclusion générale

Ce travail avait pour but de discuter les relations entre mécanismes élémentaires d'érosion et dynamique macroscopique des reliefs naturels.

Quatre points clefs ont été au cœur de notre approche :

- La compréhension du rôle de **l'organisation initiale du réseau de drainage** et de **l'intensité de la perturbation tectonique** sur la dynamique transitoire et les formes à l'équilibre des reliefs.
- La caractérisation des modèles macroscopiques d'érosion en fonction des paramètres critiques des lois d'érosion élémentaires que sont la **(non)-linéarité des flux sédimentaires avec la pente**, et **le seuil d'érosion**.
- La détermination des **formes caractéristiques des systèmes hors équilibre**, et la définition de descripteurs morphologiques de l'état dynamique des systèmes naturels.
- La quantification des lois d'érosion élémentaires à partir de l'analyse des relations entre **formes topographiques** et **taux de surrection** sur des systèmes naturels à l'état stationnaire.

Quatre méthodes ont été employées :

- **La modélisation expérimentale** a permis : (1) de mettre en évidence le rôle clef de la connectivité du réseau de drainage sur l'évolution macroscopique des reliefs, (2) de vérifier qu'un système à réponse linéaire permettait de décrire correctement l'évolution des variables macroscopiques, à condition que la topographie soit complètement connectée aux conditions limites, et que la loi d'érosion soit linéaire en pente, (3) de démontrer qu'un seuil d'érosion non-négligeable devait être pris en compte pour modéliser correctement la forme des topographies à l'équilibre, ainsi que la dynamique transitoire des incisions, (4) de fournir des contraintes physiques sur la dynamique transitoire des instabilités géomorphologiques, nécessaires à une validation préliminaire de l'approche numérique, et du formalisme de la longueur de transport.
- **La modélisation numérique** a permis : (1) de calibrer la longueur de transport des sédiments dans les expériences, (2) de démontrer le rôle inhibiteur du seuil d'érosion durant la phase de développement de la connectivité du réseau de drainage, (3) de déterminer les limites de l'approximation linéaire pour les systèmes géomorphologiques, (4) d'étudier la propagation de l'équilibre au sein de la topographie et de proposer deux descripteurs morphologiques de l'état dynamique des reliefs (la relation courbure aire-drainée, et la relation pente-aire drainée-distance à la condition limite), (5) de valider la méthode d'estimation des taux de surrection et de l'érodabilité à partir de la relation pente-aire drainée.
- **L'approche théorique** a été utilisée pour définir les relations entre formes topographiques à l'équilibre dynamique et taux de surrection, à l'échelle locale (relation pente aire drainée), et à l'échelle macroscopique (relation altitude moyenne-taux de surrection). La relation pente-aire drainée a été utilisée soit, pour déterminer la distribution spatiale du taux de surrection et de l'érodabilité si la loi d'érosion est connue, soit la loi d'érosion si les variations du taux de surrection sont connues et l'érodabilité homogène.
- **L'analyse morphologique de systèmes naturels** : (1) a mis en évidence l'existence d'une longueur caractéristique du déséquilibre dans les systèmes non-stationnaires et la possibilité de caractériser l'état stationnaire des reliefs à partir de l'analyse de MNT, (2) a permis de proposer une loi d'advection-diffusion pour modéliser l'érosion des versants dans les régions tectoniquement actives, (3) a mis en évidence un seuil d'érosion non-négligeable sur les versants et dans les rivières.

La mise en évidence d'un seuil d'érosion non négligeable dans les systèmes naturels et son rôle dans la dynamique transitoire des systèmes non connectés, constitue un résultat essentiel de notre travail. Une des conséquences de ces analyses est que la présence de grandes zones de drainage interne au sein des plus larges et hauts plateaux du monde (Tibet et Andes) n'est pas fortuite. L'absence de connectivité et l'existence d'un seuil

d'érosion non-négligeable, ralentissant ou inhibant la connexion du réseau de drainage aux conditions limites, permet probablement d'épaissir significativement la croûte à la verticale de la zone non-connectée.

Nous suggérons aussi que bon nombre d'estimations des paramètres des lois d'incision et de transport basées sur l'hypothèse d'un seuil négligeable sont probablement biaisées, et qu'un nouveau calcul prenant en compte un seuil d'érosion est nécessaire.

Nous suggérons aussi que les lois d'érosion et de transport naturelles soient essentiellement linéaires en pente. Dans ce cas, pour un système connecté, l'érosion à grande échelle peut être modélisée par un système linéaire [Kooi and Beaumont, 1996] dont le temps de réponse à une perturbation tectonique (chute du niveau de base brutale ou surrection continue) est indépendant de l'intensité de la perturbation et du seuil d'érosion. Deux inconnues de taille restent à étudier : (1) la validité du formalisme de la longueur de transport des sédiments et sa valeur à l'échelle continentale, qui contraint fortement la loi d'échelle entre temps caractéristique et taille du système, et (2) le contrôle climatique sur l'érosion des continents, et notamment l'impact de la stochasticité des précipitations et des variations climatiques à long terme. Tant que ce dernier point n'aura pas été abordé, la quantification du temps caractéristique d'évolution des reliefs naturels restera une gageure.

Annexes

Annexe A : Sensibilité des diagrammes pente-aire drainée à la qualité et la résolution des MNT

Effet du bruit

De manière à évaluer l'effet des imprécisions et des erreurs propres à chaque MNT sur l'estimation des paramètres de la relation pente-aire drainée (exposants de la loi de puissance, transition versant réseau...), nous avons utilisé une topographie à l'équilibre dynamique simulée par EROS à laquelle a été ajoutée une erreur aléatoire d'amplitude ± 5 , ± 10 et ± 20 m pour une résolution théorique du MNT égale à 100 m. Ces valeurs correspondent à l'ordre de grandeur des erreurs verticales des MNT utilisés dans ce travail (± 10 m pour le MNT à 60 m des Siwaliks, ± 15 m pour les MNT à 30m de l'USGS par exemple). Nous avons aussi testé l'effet d'un filtrage haute fréquence des erreurs dans le cas de la topographie bruitée à ± 20 m. Il est effectué par un filtre médian de taille 3x3 pixels.

Les paramètres de la simulation sont :

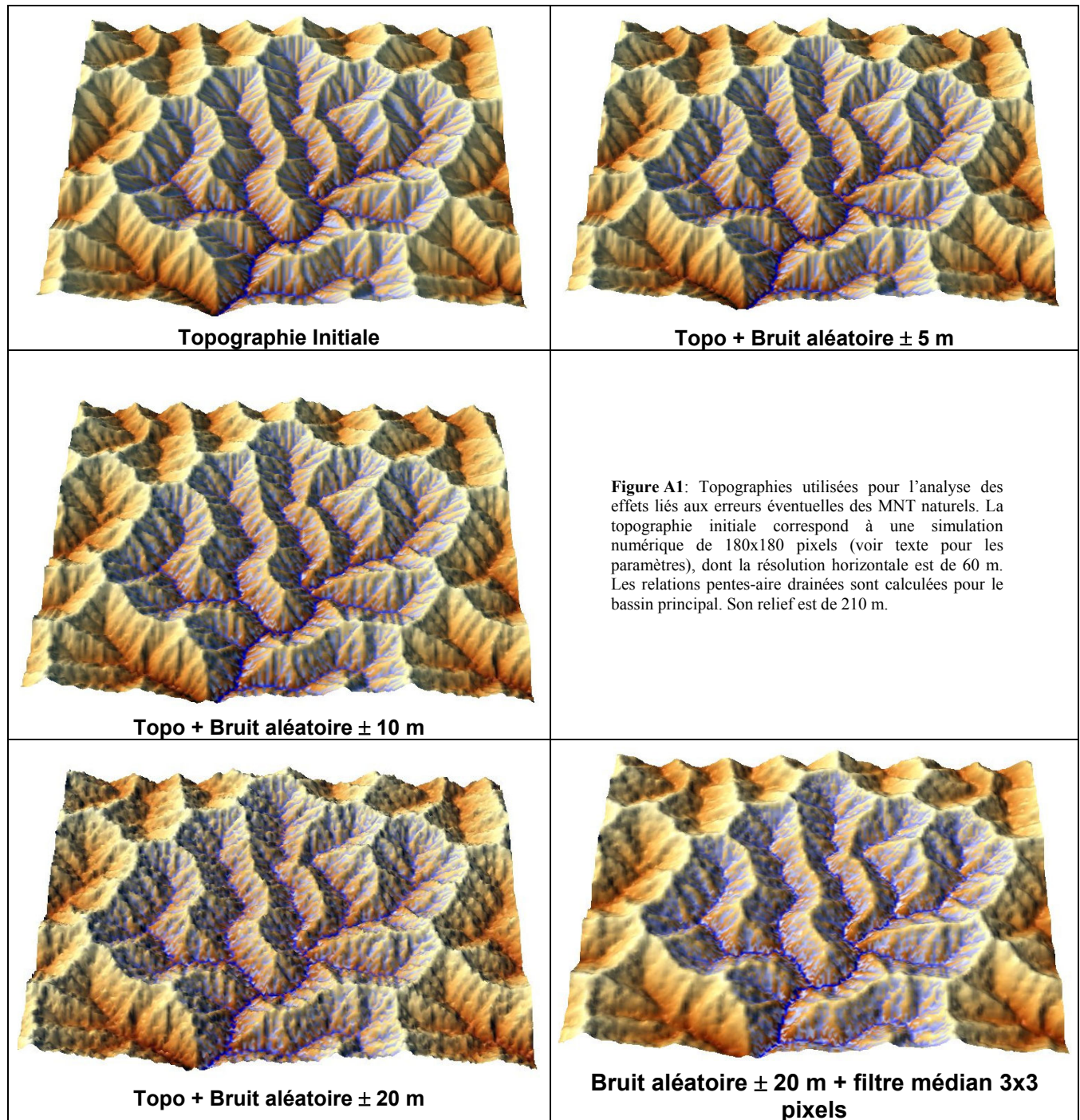
- . versants en transport limité avec $m'=1.15$ et $n'=1$ (soit un exposant théorique de -0.15)
- . rivières avec longueur de transport $lt=5$ et $m=1.85$ et $n=1$.
- . transition versant-réseau = 128 pixels.

Les différentes topographies utilisées sont présentées dans la figure A1. Pour chaque topographie, le bassin principal a été analysé et les données brutes et moyennées sont présentées (figure A2). La relation moyenne correspond à une moyenne arithmétique des pentes sur des intervalles d'aire drainée constant logarithmiquement dont les bornes sont définies par :

$$A(i) = \text{Pixel size} \times 10^{\text{step} \times i},$$

avec *step* la taille de l'intervalle de moyenne en dimension logarithmique souvent égal à 0.1, i.e. 10 intervalles par unité logarithmique. Le choix de cette méthode de moyenne sera discuté dans le paragraphe suivant.

Pour la topographie initiale, la relation pente-aire drainée montre successivement la loi de puissance liée aux processus de versants, puis le passage aux segments en détachement limité puis en transport limité des rivières. L'analyse des résultats (figure A2) montre que malgré l'augmentation significative de la dispersion des points, la relation moyenne conserve la forme générale de la relation moyenne théorique. En particulier, la loi de puissance des versants n'est pas affectée alors que pour de grandes aires drainées la transition détachement-transport limité des rivières s'observe moins bien. Ceci s'explique par le faible nombre de points définissant ce domaine, rendant la moyenne très sensible aux erreurs, d'autant que les pentes sont très faibles. L'application d'un filtre médian diminue la dispersion des points, et permet de mieux préciser le comportement aux petites et grandes aires drainées. Notons que dans le cas d'une erreur importante, la pente moyenne est environ 15% plus faible que la valeur théorique, l'exposant de la loi de puissance étant quasiment inchangé. Cette diminution de la moyenne n'est pas expliquée puisque l'erreur est distribuée normalement entre -12 et $+12$ m, et devrait en conséquence participer statistiquement autant à augmenter les pentes qu'à les diminuer.



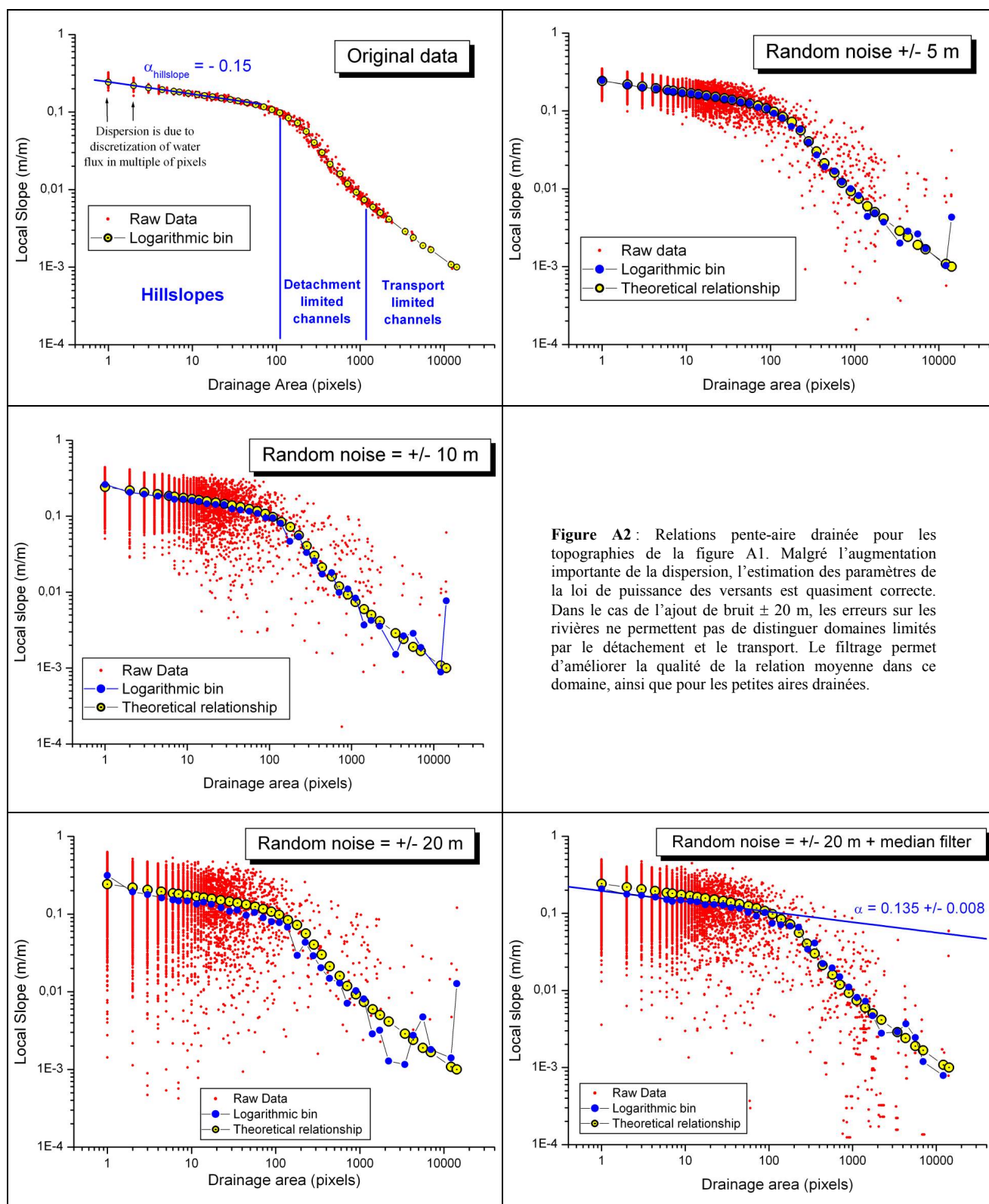


Figure A2 : Relations pente-aire drainée pour les topographies de la figure A1. Malgré l'augmentation importante de la dispersion, l'estimation des paramètres de la loi de puissance des versants est quasiment correcte. Dans le cas de l'ajout de bruit ± 20 m, les erreurs sur les rivières ne permettent pas de distinguer domaines limités par le détachement et le transport. Le filtrage permet d'améliorer la qualité de la relation moyenne dans ce domaine, ainsi que pour les petites aires drainées.

Il apparaît donc que dans le cas présent l'estimation des paramètres sur les rivières est significativement affecté par les erreurs, alors que pour les versants, l'exposant de la relation pente-aire drainée est correctement estimé, le paramètre d'amplitude pouvant être sous-estimé pour de fortes erreurs. Cet exercice suggère entre autres que si transition entre domaines limités par le détachement et le transport existe, il est très probable qu'elle ne pourra pas être observée sur un MNT bruité, la relation moyenne obtenue domaine chenalisé pouvant être à tort assimilé

à une seule loi de puissance. Néanmoins, la largeur de la rivière et du fond de vallée ne variant pas sur cette topographie, il est difficile de déterminer l'effet que peuvent avoir les erreurs pour des topographies naturelles.

Effet du mode de calcul de la moyenne

Quatre grandes méthodes existent pour définir une relation pente-aire drainée moyenne à partir des données naturelles souvent dispersées. La première est de classer les points par aire drainée croissante, puis de les moyenner par groupe de 20, 50 ou 100 points successifs ou d'effectuer une moyenne glissante [Tarboton *et al.*, 1992 ; Tucker and Bras, 1998; Willgoose, 1994b]. La seconde consiste à moyenner les pentes sur des intervalles d'aire drainée constant en dimension linéaire [Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995]. La troisième est identique à la différence que les intervalles d'aire drainée sont constant en dimension logarithmique [Lague *et al.*, 2000]. La quatrième consiste à déterminer la densité de probabilité jointe des deux variables pente et aire drainée et d'analyser non pas la moyenne seule, mais l'ensemble de la densité de probabilité (i.e., la moyenne et sa variance par exemple) [Stark and Stark, 2001].

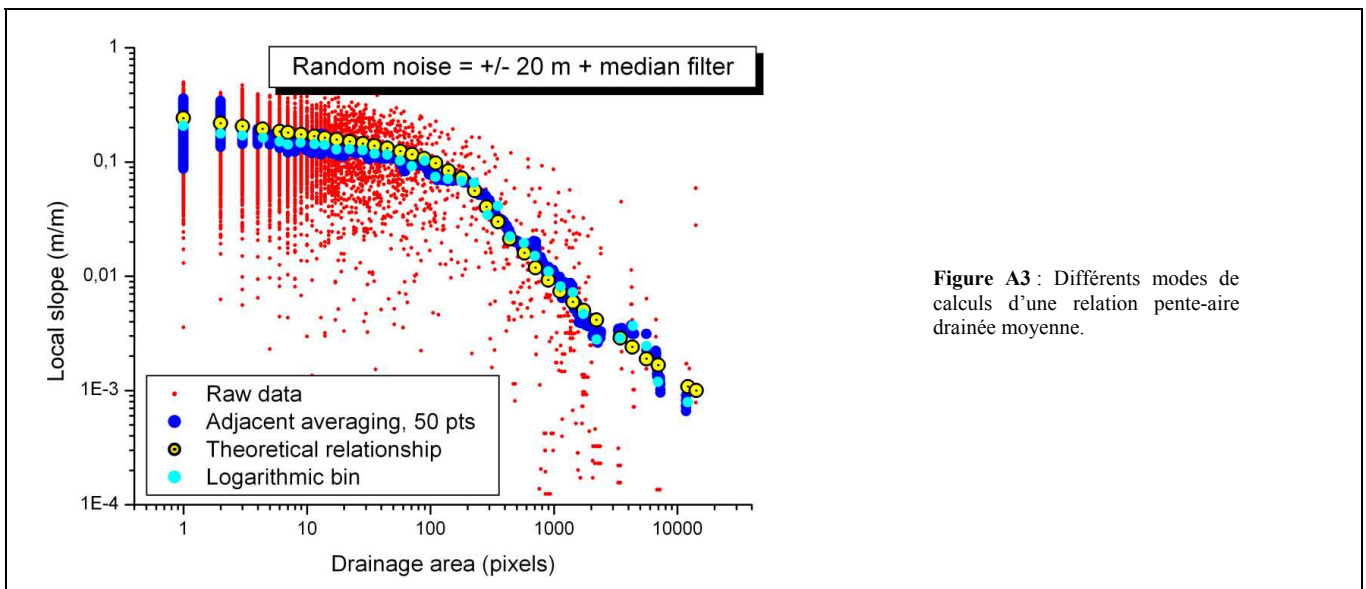


Figure A3 : Différents modes de calculs d'une relation pente-aire drainée moyenne.

Nous avons fait le choix de définir d'une part la pente moyenne comme la moyenne arithmétique des valeurs de pente pour l'échantillon choisi, et de définir cette échantillon comme un intervalle d'aire drainée constant en dimension logarithmique. L'intérêt de cette méthode est que la relation moyenne est échantillonnée de manière constante dans un diagramme logarithmique ce qui permet lors de l'estimation des paramètres des lois de puissance par moindres carrés d'attribuer la même pondération à toutes les aires drainées. Si cette estimation est faite sur les données brutes, il est possible : (1) de manquer un degré de complexité que la relation moyenne peut mettre en évidence (par exemple la succession des domaines dominés par le détachement et le transport), (2) sous-représenter les valeurs de pente aux grandes aires drainées qui en terme d'échantillon sont systématiquement moins nombreuses que les petites aires drainées. Comme le montre la figure A3, la moyenne glissante donne des résultats comparables à notre méthode, mais souffre cependant du même problème de sur-représentation des petites aires drainées. La moyenne par paquets successifs n'est valable que si les aires drainées constituant l'échantillon sont peu variables. Hors pour les grandes aires drainées, le nombre de points étant faible, cette méthode conduit à moyenner des aires très différentes et a priori des pentes différentes. Enfin la méthode d'analyse de la densité de probabilité nécessite de lisser les données en convoluant la densité mesurée avec une fonction bi-dimensionnelle simulant la gamme d'erreur sur les pentes et les aires drainées. Elle est assez complexe d'utilisation, et les essais que nous avons pu faire n'ont pas apporté de gain significatif par rapport à la méthode de moyenne logarithmique.

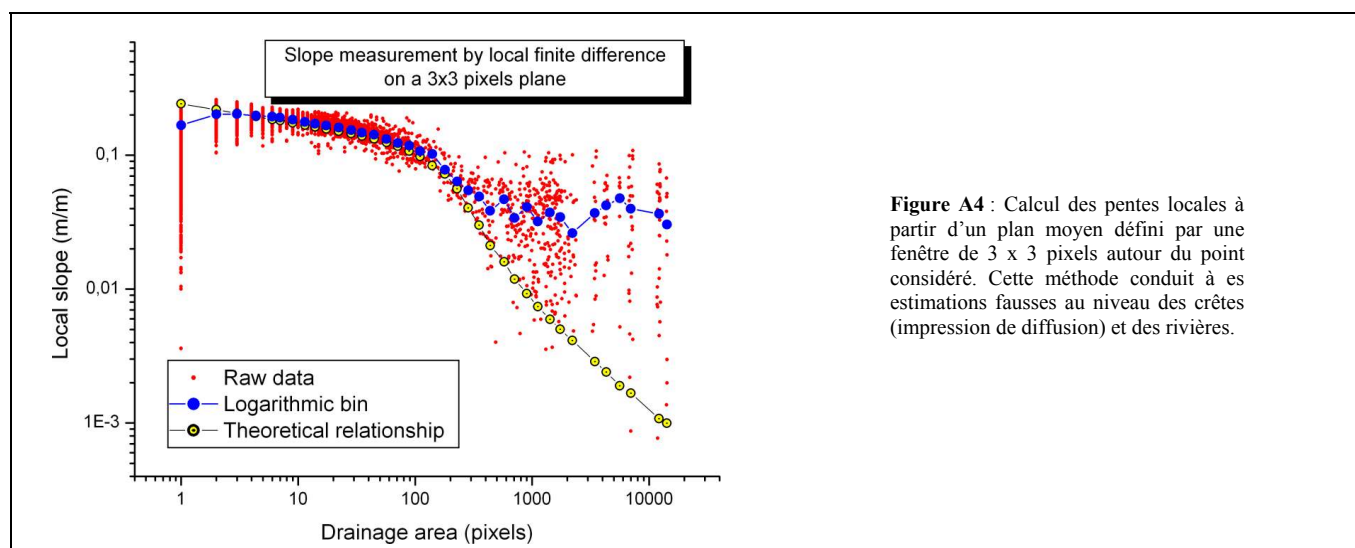


Figure A4 : Calcul des pentes locales à partir d'un plan moyen défini par une fenêtre de 3 x 3 pixels autour du point considéré. Cette méthode conduit à des estimations fausses au niveau des crêtes (impression de diffusion) et des rivières.

Effet de la résolution

La surface topographique étant courbe, toute mesure de la pente topographique dépend de l'échelle à laquelle elle est faite. La pente que nous mesurons étant calculée sur 2 pixels consécutifs, notre mesure dépend de la taille de pixel du MNT. Soulignons, que le calcul de la pente à partir d'un plan moyen défini par une fenêtre de 3x3 pixels par exemple conduit à des estimations fausses de la pente hydrologique (figure A4). L'estimation de l'aire drainée par la méthode des flux convergents permet de calculer l'équivalent du flux total d'eau passant en un point, mais ne permet pas de résoudre la vraie géométrie hydraulique de l'écoulement en particulier lorsque la rivière a une largeur inférieure à la taille du pixel (ce qui est souvent le cas). A moins de connaître à part la géométrie hydraulique, une augmentation de la taille du pixel entraînera une augmentation artificielle de l'aire drainée totale drainant la rivière puisque l'on fait l'hypothèse que la rivière a une largeur égale à la taille du pixel. [Stark and Stark, 2001] discute de ces aspects et propose une méthode permettant de prendre en compte (dans une certaine mesure) les variations dans l'estimation de la pente et de l'aire drainée lorsque l'on change de résolution.

L'essentiel de notre travail a été effectué sur des MNT dont la résolution variait entre 30 et 60 m pour lesquels les variations dans l'estimation des paramètres des lois de puissance peuvent être significatives (figure). En particulier, pour les surfaces concaves, augmenter la distance de mesure conduit à des pentes plus faibles et vice-versa. Comme la concavité du drain principal varie systématiquement avec l'aire drainée, le scaling entre pente et aire drainée est modifié par rapport à la relation théorique. Pour cette raison, nous avons limité les comparaisons entre MNT de résolutions différentes, et lorsque cela a été nécessaire, nous prenons en compte les effets de résolution. Néanmoins, sur certaines topographies naturelles, diviser la résolution du MNT par trois ne change pas significativement la relation moyenne (figure A6).

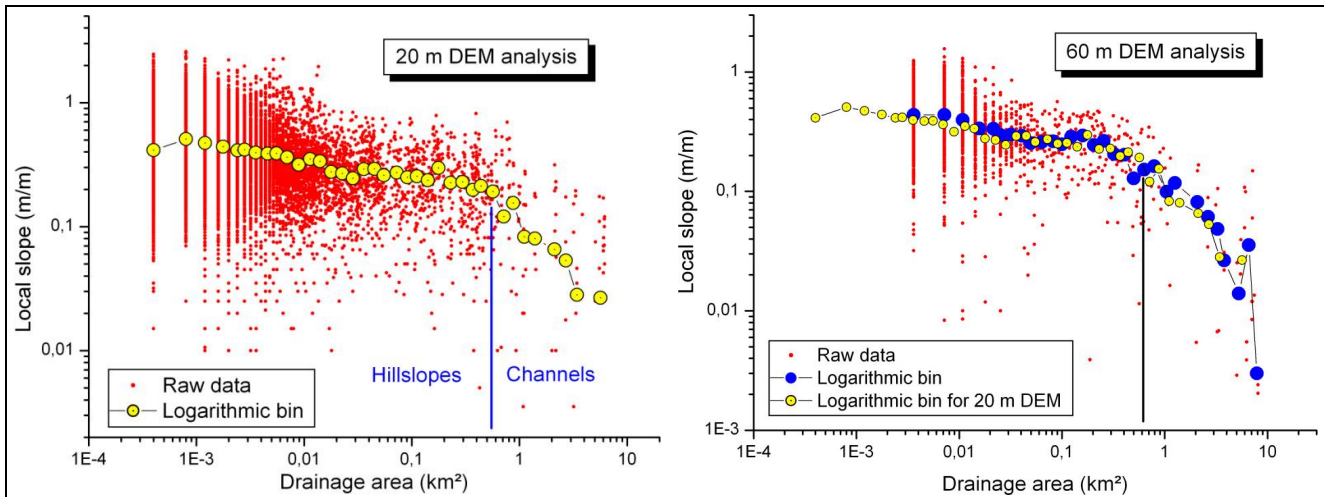


Figure A6 : Effet d'une diminution par trois de la résolution d'un MNT de résolution 20 m. Etude d'un bassin versant du pli des Siwaliks. L'analyse à 20 m met clairement en évidence la loi de puissance entre pente et aire drainée sur les versants, et la transition abrupte entre versants et rivières vers 0.7 km². Le MNT à 60 m montre les mêmes figures, avec une loi de puissance similaire sur les versants, mais une transition versant réseau moins nette. Néanmoins, mis à part la gamme d'aire drainée plus faible, les résultats obtenus sur l'analyse à 60 m sont comparables à ceux obtenus à 20 m.

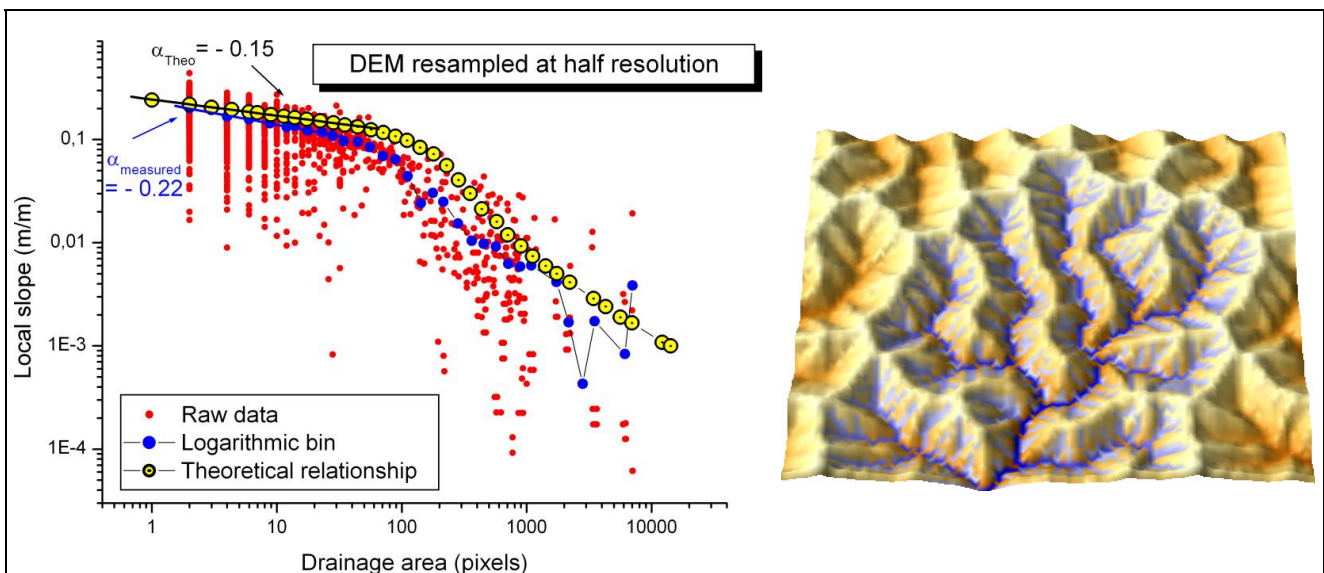


Figure A5 : Effet d'une diminution par deux de la résolution (passage de 100 à 200 m). Nouveau MNT rééchantillonné par interpolation bicubique. La forme de la relation est conservée, mais l'exposant sur les versants est surestimé et la transition versant réseau est mal résolue. Cet effet est particulièrement notable car les simulation numérique calcule la pente entre deux pixels voisins à la résolution d'origine, i.e. 100m.

Annexe B : Caractéristiques techniques du dispositif expérimental

Le dispositif expérimental, les matériaux ainsi que les protocoles sont décrits dans l'article inclus dans le chapitre II en ce qui concerne les expériences en surrection avec du loess et en annexe C en ce qui concerne les expériences en relaxation avec de la silice [Crave *et al.*, 2000]. La présente annexe complète certains aspects techniques.

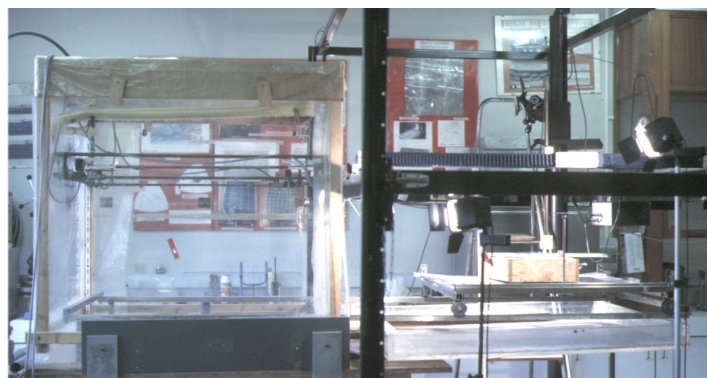


Figure B1 : photo du dispositif expérimental montrant la boîte à brouillard (*fog box*) à gauche et le bâti de numérisation à droite, avec le modèle sorti. Sur cette photo, l'expérience est une expérience simple de relaxation avec bords contraints, le dispositif de surrection n'est pas installé.

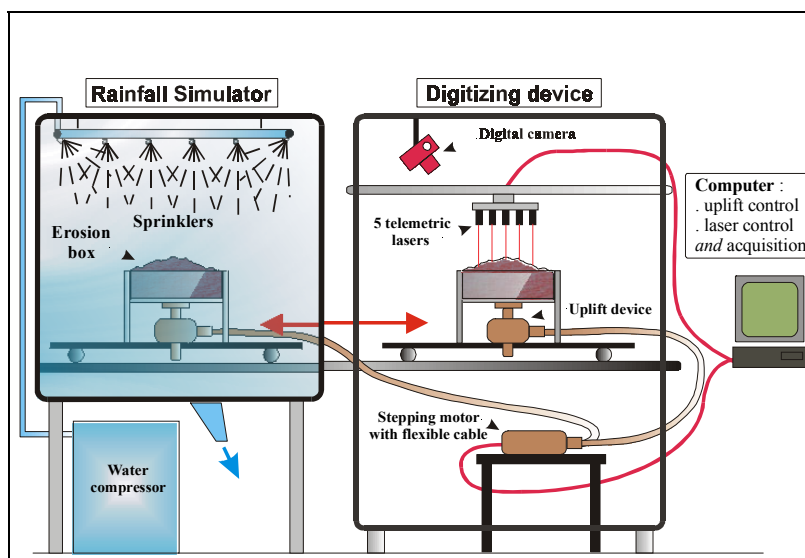


Figure B2: Dispositif expérimental

Caractéristiques des brumisateurs :

4 rampes de 4 brumisateurs de type Fog system de la société Dutrie⁵ ont été utilisés. Il fonctionnent sous une pression de 40 à 70 bars et produisent des gouttelettes de taille variant depuis 15 μm pour une pression de 70 bars à 8 μm pour une pression de 40 bars. Plusieurs débits peuvent être obtenus en faisant varier la hauteur, l'orientation et la pression des brumisateurs. Chaque configuration est étalonnée par la mesure des précipitations moyennes à la surface du modèle sur une série de petites boîtes de 2 x 2 cm. Il est très difficile d'obtenir une

⁵ <http://www.dutrie.com>

distribution des précipitations parfaitement homogène, et la plupart des expériences ont été réalisées avec une variabilité spatiale de l'ordre de 10-20 %. La variabilité temporelle des flux peut être aussi importante, et est probablement liée aux turbulences générées par les brumisateurs. Elle peut atteindre 20 % sur une échelle de temps de l'ordre de 5 minutes.

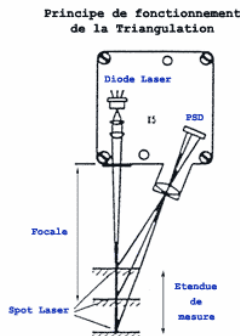


Figure B3 : Principe de fonctionnement du télémètre laser M25L/100

Caractéristiques des télémètres lasers :

Il s'agit de 5 capteurs M5L/100 distribués par la société Bullier international⁶, et qui fonctionnent sur le principe de la triangulation (figure B3). Leur plage de mesure est de 100 mm, la largeur du spot de mesure est 1.5 mm et la précision verticale théorique est de 40 μm . La source lumineuse est une diode laser de longueur d'onde 675 nm (rouge), et la fréquence d'acquisition est 40 khz. Les 5 télémètres sont montés sur une platine déplacée dans les directions x et y par 2 moteurs pas-à-pas. Ces moteurs, ainsi que les signaux en provenance des capteurs sont contrôlés par ordinateur. Les capteurs permettent théoriquement d'effectuer une mesure de la topographie des expériences avec un échantillonnage jusqu'à 500 μm maximum. Comme la résolution est une fonction directe de la vitesse de déplacement du capteur, plus celle-ci est élevée plus le temps d'acquisition est long. Pour les expériences de loess ou de silice, nous avons choisi une résolution horizontale de 1 mm correspondant à un compromis idéal entre temps d'acquisition (~ 6 min pour une surface de 20x30 cm) et précision des mesures. Notons qu'il s'agit jusqu'alors de la meilleure résolution atteinte pour ce type d'expérience, avec une précision horizontale bien meilleure que celle obtenue par des méthodes de type photogrammétrie digitale [Hancock and Willgoose, 2001]. Par ailleurs, l'effet d'ombrage avec cette technique est beaucoup plus faible qu'avec les autres méthodes.

Caractéristiques du dispositif de surrection

Il est constitué d'une boîte en plexiglas surélevée dont le fond mobile est fixé à une vis infinie entraînée par un flexible reliée à un moteur pas-à-pas. Ce moteur est contrôlé par ordinateur et permet de simuler des vitesses de surrection verticales variant depuis 0.1 cm.h^{-1} à 10 cm.h^{-1} et ce sans à coup. Le choix de faire monter le matériel

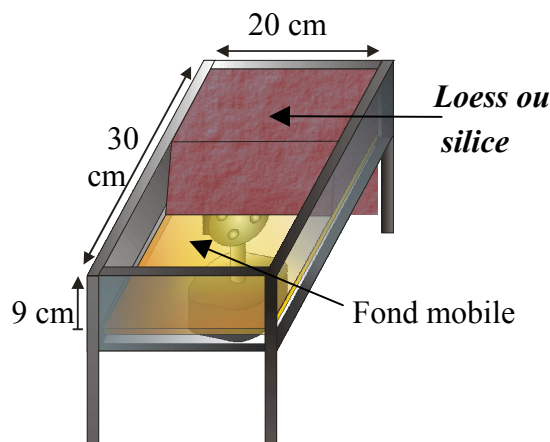
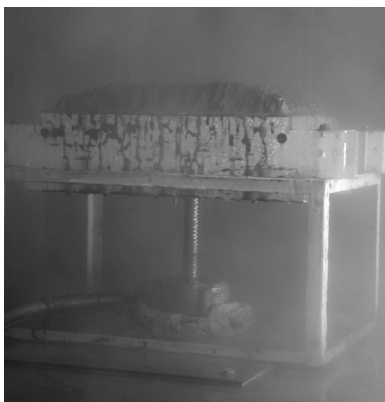


Figure B4 : Photo d'une expérience en surrection en cours d'érosion et schéma de la boîte d'érosion avec le dispositif de surrection. Les quatre bords de la boîte jouent le rôle de conditions limites.

plutôt que de faire baisser le niveau de base (généralement un exutoire dans toutes les expériences existantes [Hancock and Willgoose, 2001 ; Hasbargen and Paola, 2000; Schumm et al., 1987] tient au fait que les parois sur les bords de l'expérience dépassant de la surface ont tendance à concentrer les flux d'eau et augmenter l'incision de manière artificielle. Cet effet de bord peut perturber la croissance des incisions (figure B5). Par ailleurs, dans le cas d'une baisse à vitesse constante du niveau de l'exutoire comme dans les expériences de [Hasbargen and Paola, 2000] la distance entre les brumisateurs et la surface du modèle change en permanence ce qui modifie probablement la distribution et l'intensité des précipitations. Le choix d'une boîte dont les conditions limites sont toujours à la même hauteur permet de conserver durant l'état d'équilibre dynamique une distance surface-brumisateur constante. Par ailleurs, utiliser les 4 bords libres assure qu'il n'y a pas d'effets de concentration des flux d'eau aux niveaux des parois. L'utilisation de vis infinie permet d'envisager aussi des géométries de surrection plus complexes (par exemple deux compartiments montant à des vitesses différentes).



Figure B5: Evolution d'une expérience de silice en relaxation avec 3 bords fermés (28 x 28 x 4.3 cm). De gauche à droite : état initial, t=80 min, t=130 min, t=180 min. Notez la concentration de l'érosion sur les bords de la boîte

Caractéristiques des matériaux

Comme pour toute expérience analogique, la rhéologie du matériau conditionne complètement la dynamique des expériences. 2 types de matériaux ont été utilisés au cours de cette thèse : du loess et de la pâte de silice.

Le loess provient de la plage d'Erquy (Côtes d'armor), a été prélevé par nos soins, concassé puis tamisé de manière à obtenir un D_{50} de 20 μm et un D_{90} de 45 μm (figure B6). Il est composé essentiellement de quartz, de mica, d'une très faible proportion de carbonates et de moins de 10 % d'argiles dont certaines gonflantes. Il s'est avéré que ce mélange présentait sec comme humide une cohésion suffisamment forte pour pouvoir maintenir des pentes raides à subverticales, tout en étant facilement érodable dans les conditions d'écoulement expérimentales. Comparé à la silice, sa préparation est très simple puisqu'il suffit de remplir la boîte de surrection d'une masse donnée de matériau puis de compacter légèrement jusqu'à obtenir le volume de matériau désiré. Le loess est ensuite humidifié dans la boîte de brouillard sans qu'il soit surélevé par rapport aux bords de la boîte. Lorsque

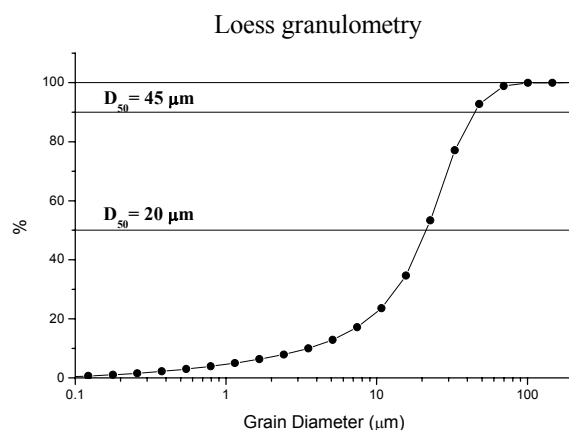


Figure B6: granulométrie du loess utilisé dans les expériences.

⁶ <http://www.bullier-international.fr>

l'intégralité du matériau est humecté, les éventuelles craquelures s'étant développées du fait des changements de volume différentiels liés à la fraction d'argile gonflante sont bouchées avec du lœss, et la topographie finale est finalisée en saupoudrant délicatement du lœss de manière à créer une rugosité aléatoire.

La pâte de silice est constituée d'une poudre de silice de calibrée industriellement à des D_{50} 10, 20 ou 40 μm , et distribuée par la société Sifrac, qui est mélangée à de l'eau. La manipulation de la silice sèche se fait sous hôte aspirante : elle est mélangée dans une proportion très précise à de l'eau pour former une pâte qui est ensuite versée dans la boîte d'érosion ou moulée pour faire un bloc de silice tels que ceux utilisés dans [Crave *et al.*, 2000] (annexe C). La rhéologie de la pâte est très sensible à la concentration en eau ce qui permet d'étudier l'impact des propriétés mécaniques des matériaux sur l'érosion et la croissance d'incisions. Le matériau étant thixotropique, il est sensible aux vibrations ce qui permet entre autre de le rendre très homogène lorsqu'il est dans le moule ou la boîte. Sa surface libre est toujours parfaitement lisse et horizontale.

Annexe C : Article. Analogue modeling of relief dynamics.**Analogue modelling of relief dynamics**

A. Crave D. Lague, P. Davy, J. Kermarrec, D. Sokoutis, L. Bodet and R. Compagnon

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes Cedex – France

Physics and Chemistry of the Earth (A), vol 25, N° 6-7, pp 549-553,2000

Abstract.

Natural landscape analysis and numerical modelling point to a lack of physical data on relief dynamics. Experimental modelling is therefore an interesting approach for obtaining physical information on eroded systems with runoff transportation and topographic incision. The main technical challenge, in reproducing regional topography at the laboratory scale, is to obtain mm-scale incisions and a limitation of the smoothing action of diffusive transport processes. An experimental design using newly developed rain making apparatus and silica as a model material, satisfies the required conditions, and allows simulation of geomorphic instabilities. An example of “plateau instability” modelling is presented to illustrate the suitability of this experimental procedure.

1 Introduction

Most experimental work in geomorphology has been focused on channel geometry dynamics, fluvial transport processes (Sherpherd and Schumm, 1974; Schumm et al., 1987; Smith, 1998), or soil erosion (Gover, 1992). Such work has led to some important observations on fluvial dynamics or soil losses, but has not dealt directly with the initiation and development of valley networks. There have been few attempts at reproducing relief incision dynamics at the laboratory scale and quantifying the correlation between the geometric behaviour of eroded topography and transport process variables. Wittman et al. (1991) have generated 2D fractal dendritic patterns applying a layer of 1 mm running water on 9 cm of sand, and have emphasized the correlation between the runoff flow intensity and the resulting fractal dimensions of eroded patterns. The 3D self-affine properties of specific mountain ranges have been reproduced by Czirok et al. (1993) at a 1 m² experimental scale, the material characteristics and apparatus having been designed to reproduce landscape sculpting by landslide transport processes. Both these studies are focused on the 2D and 3D fractal geometry implications of one selective transport process, therefore placing a limit on the experimental analogy in which relief with a simple fractal geometry can be well defined. This concerns a relatively narrow range of relief configuration as Czirok et al. mention in their paper, but is an encouragement to perform experimental studies on topographic incision at a large scale.

For geomorphological dynamic systems, the primary source of complexity results in the development of mechanical instabilities and the generation of topographic incisions. It is fundamental to explore the implication of these instabilities on relief in terms of geometry or mass balance, to understand the dynamics of relief development. However, such a study could be carried out in a more general physical context, without the need to reproduce landscape evolution rigorously

on the regional scale. The intention of the present experimental investigation is therefore to obtain physical data on the parameters controlling incision instabilities, such as water runoff rate, initial geometry and material characteristics. The results show that natural topography at a scale of few km can be modelled experimentally, at the 1 m² scale, using a simple geometrical approach. Note that the motivation of this paper is not to present a detailed experimental study on geomorphic instabilities, but rather to present our experimental procedure and its suitability.

2 Natural landscape and experimental model: which analogy?

2.1 Scaling extrapolation of erosive system dynamic:

The physical analogy between experimental and natural dynamic systems implies a scaling relationship between the physical parameters which control the dynamics. It requires a faithful analytical representation of the main transport processes to derive the generic mass-balance equations. In present state of geomorphology, formal expressions of transport processes are currently poorly constrained and a rigorous scaling procedure is not suitable. For example, the relationship:

$$Q_s = \alpha Q_w^m S^n, \quad (1)$$

defines the sediment discharge Q_s as a function of water discharge intensity Q_w , and local slope S , but the parameters m , n and α , are still debated. The scaling of experimental landscape is thus limited, for the present study, to a geometrical approach, with a simple comparison between characteristic lengths of experimental and natural topographies.

One of the most remarkable characteristic lengths of geomorphologic systems is the transition scale between convex and concave geometry, which has been interpreted theoretically as passage between the diffusive and advective transport dominant domains (Montgomery and Dietrich, 1988, 1989). This transition scale is quantitatively defined by plotting the local slope vs the drainage area curve extracted from a precise DEM of the topography (Fig. 1). The maximum slope value observed for natural relief marks the characteristic drainage area, or downstream integration of the water fluxes, which cause a modification of the local slope trend resulting from runoff erosion. The characteristic length, l_{diff} , of process transition, calculated as the square root of the characteristic drainage area, is comprised between 10 and 100 m (Montgomery and Dietrich, 1989), and shows a relatively narrow range of variability for natural landscapes. A comparison between the relative slope/area relationships of natural and physical modelling topographies and the resulting characteristic

lengths, l_{diff} , offers a primary geometrical scaling for analogue models.

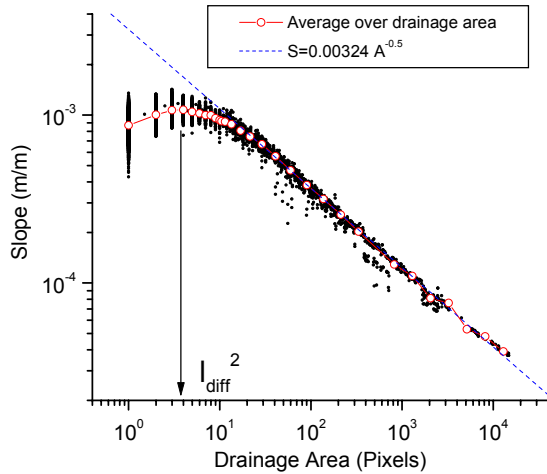


Figure 1: Slope-area relationship for a numerical simulation of topography erosion. The inflection of the curve, observed for small drainage areas, corresponds to the transition between convex and concave topographies. The corresponding drainage area, l_{diff}^2 , also delimits the size of drainage basin, where diffusive transport processes are dominated by fluvial processes.

This implies we can assume that transitions between main types of transport processes are the main factors of topographic evolution control, and not the processes themselves. In other words, we propose to use the ratio:

$$R = l_{diff \text{ landscape}} / l_{diff \text{ model}} \quad (2)$$

to quantify the analogy of the erosion models. For example, if we consider an experimental model size less than 1 m, the $l_{diff \text{ model}}$ must be reduced to 1 mm or less, to be compatible with km-scale natural topographies. Therefore, the main technical point is to control the characteristic length of diffusive transport action, which balances the incision processes by filling topographic depressions.

2.2 Experimental control of diffusive transport processes

At the laboratory scale, we can define two main diffusive transport process types: the splash effect, resulting from the rain drop impact on the surface, and the material creeping by the action of gravity. Alone both of these processes induce surface smoothing by spreading particles in all directions and reducing the local and the average elevation potential. With the splash effect, the intensity of spreading is related to the kinetic energy of the rain drops (size of the drops) and the material cohesiveness, and while creep flow is related to the internal friction angle of the material. The limitation of diffusive transport action is dependent on: (i) the minimization of rain drop size, (ii) the preparation of material with a large internal friction angle and a low permeability.

In the present study, we describe an original apparatus design and material method for preparation,

which almost eliminates the splash effect of the artificial rain, and significantly limits surface smoothing factors. The characteristic length of topographic incision features is thus essentially controlled by the material mechanical properties used for the model.

3 Experimental apparatus design and material characteristic.

Our experimental rainfall apparatus (Fig. 2), consists of a 1 m³ square box, in which a confined dense foggy atmosphere is generated to saturate the internal volume with micron-sized drops. The fog production involves the atomization of a high pressure water flow on a metallic spins. The size of the drops varies with the water pressure. For a pressure of 70 bars, drop size is between 2 and 5 μm . This type of fog system is currently used to control the hygrometry inside commercial or farming buildings for much larger ambient volumes. Water drops are in fact

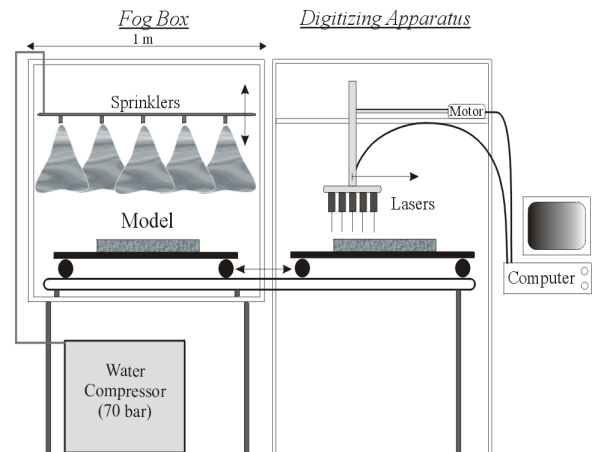


Figure 2: Outline of the experimental setup.

enough to be totally vaporized in the air after 50 cm distance from the sprayer. Inside the fog-box, we deliberately produce a high density of drops with a series of 16 sprinklers. The pressure of atomization is high enough to initiate a circulation of the fog and allows impact of the drops on any surface placed inside of box. The rate of drop impacts onto the surface is controlled by the geometric configuration of rain sprayers and the relative position of the model. Uniform or specific spatial distribution of the percolation water layer can then be applied on the 1 m² available surface with a rate, of 0.1 l/mn.m² to 1 l/mn.m². Several rainfall calibration tests show that uniform percolation rate with a local variability less than 10%, is reached after 5 minutes of fog production.

The material is a paste of pure silica, obtained by mixing granular silica with water. The average value of the silica grains-size distribution is 10 μm . Analyses of

the samples of silica paste by laser spectrometry do not show notable modification of the size distribution of the grains by chemical agglomeration during the preparation of the paste. The mechanical properties of the silica paste are highly sensitive to the amount of water used in its preparation. A strong modification of internal friction angle and permeability of the paste is observed in the range of 25 % to 35 % water addition. This allows a large range of material behaviour in terms of mechanical instabilities initiated by gravity or water runoff. A detailed quantitative study of the dynamic of geomorphologic instabilities, tuning the mechanical properties of the silica paste, is the fundamental aim of this experimental project. In order to present the suitability of this experimental protocol, we limit this study to one type of paste. All the silica paste used for the models presented here is made up with 27 % water. This corresponds to a material which a vertical angle of rest.

4 Measurement of surface topography and sediment discharge

One of the most important technical points to achieve is the ability to measure the 3D morphology of the experimental model with accuracy. Without any precise digitalization of the 3D structures, we could not carry out an analogue geometrical quantification with natural or numerical simulation topographies. Suitable morphological comparison between several digitized topographies require a similar ratio $R_{accuracy} = L_{sys}/l_{pix}$, for each topography, where L_{sys} is the system size and l_{pix} the pixel definition. Most recent studies on natural systems use a pixel size definition of less than 10 m, which produces a $R_{accuracy}$ ratio of 10^6 for landscapes on the scale of a few km. At the 1 m^2 laboratory scale, this implies mm or μm -sized 3D definition of the physical surfaces. Stereo photography and topographic laser digitization are the two usual technical options to attain such a pixel definition. Testing these two options, topographic laser digitization appears as the most convenient technique for the type of uniformly colored wet surfaces that we produce in our laboratory. A rack of five lasers, with stepping motors on a metallic frame support, allows digitization of the experimental model with a vertical definition of $100 \mu\text{m}$ and a pixel definition of $500 \mu\text{m}$. Note that optical measurements could not be performed directly inside the fog-box, because of the high diffusive action of the fog on light. In fact, any visual observations or measurements require the extraction of the model from the box (Fig. 2) and momentary cessation of the erosion procedure. Such interruptions could modify the evolution of the model, by leading to the formation of a crust on the surface of the model. Comparative experiments of eroded models show that no notable modification of geometrical evolution occurs for an interruption less than 30 minutes. This constraint is easily overcome using the laser installation at its best pixel resolution for a model size of 0.5 m^2 .

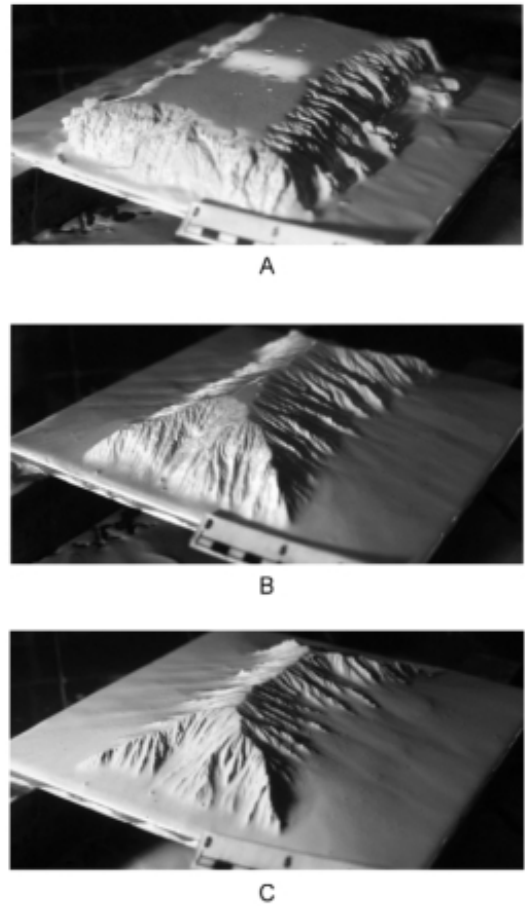


Figure 3: Evolution of a silica block (18 cm x 27 cm x 3 cm) after: A) 30, B) 174, and C) 204 minutes of precipitation.

Another important tool developed in this project is continuous laser measurement of the concentration of sediments in the outlet flux of our experimental design. A specific combination of laser fibre has been developed for our experiment device by the IUSTI laboratory of Marseille (France) (Bergougnoux et al., 1996). The device which measures the concentration of silica in a range of (5 g/l – 200 g/l). With this type of sensor, the sediment outlet flux and water discharge of small installations can be recorded numerically in a continuous way (with 1 Hz frequency), without any sampling procedure. Accurate time measuring of outlet flux is indeed fundamental to gain an insight of the mass transfer dynamics.

5 “Plateau instabilities modelling”

To illustrate the potential of this experimental procedure, we present a simulation of plateau instabilities. This type of incision growth corresponds to the erosion of an initial parallelepipedic topography (18 cm x 27 cm) with sharp geometric boundary conditions (Fig. 3), which can be compared to the erosion of a horizontal plateau. Incisions start from the edges and progress inside the silica block to form topographic ridges, which delimit four triangular faces corresponding, respectively, to the four initial edges of

the rectangular block. After this growth phase of the incisions, the position of the ridges is fixed and the evolution of the topography is reduced to a simple decrease of the average slopes. Time evolution of the average elevation of the bloc follows an exponential decrease (Fig 4), with a characteristic erosion time of 37 minutes.

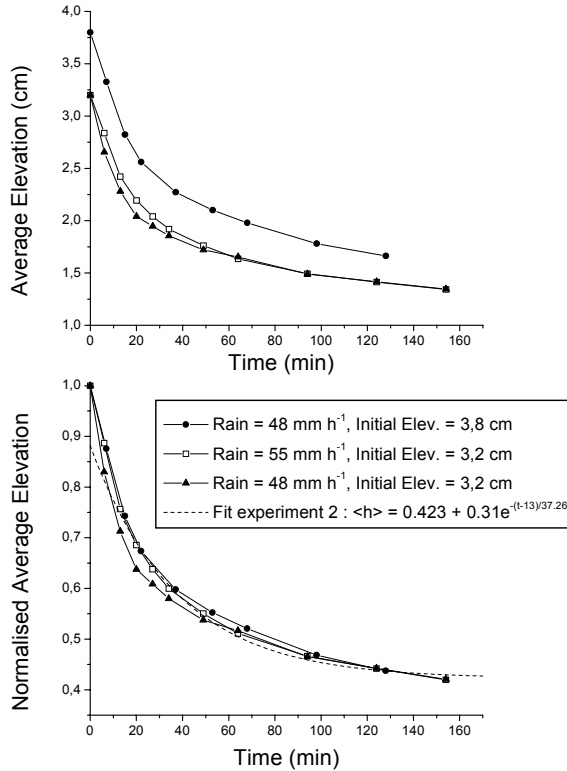


Figure 4: Time evolution of the average elevation of the silica block, for different rainfall rates and thicknesses of silica block. The three experimental runs show similar exponential decay, when the average elevation is normalized to the initial elevation of the block. A characteristic time of evolution ($t_e = 37$ mn) is calculated directly from the exponential fit of the experimental curves.

Several silica blocks were eroded with different initial thicknesses of silica paste. A normalization of the average elevation to the initial elevation of the bloc, shows a constant characteristic time of evolution. This supports the numerical observations, where exponential time regression was fitted to the time evolution of simulated erosion of the plateau (Davy et al., this issue). Numerical simulations show that the characteristic time of erosion is dependent on the transport erosion law parameter and the size of the system. We have not yet performed enough experiments at present to establish such a relationship. However, the exponential trend of the experimental model, and mainly the ability to define a simple characteristic evolution time, allows the application of a similar analysis in both the experimental and the numerical approaches.

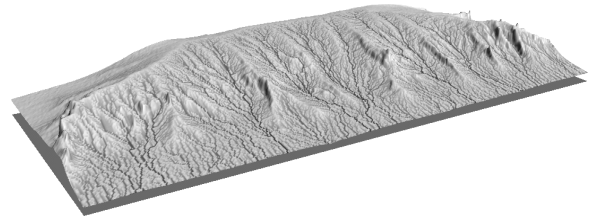


Figure 5: Digitized topography of eroded model. The drainage network calculated numerically, using a steepest-slope criteria, is superposed on the surface with dark pixels.

From the digital topography of the model, we calculate the local slope and drainage area at any point on the surface (Fig. 5) using a steepest-slope criteria. To illustrate the evolution of slope/area relationship, we present results from the largest drainage basin of the block, for two erosion steps (Fig 6). These steps correspond respectively to the topographies at the end of incision growth (step1, figure 3B) and after a further 30 minutes of precipitation (step 2, figure 3C). The trend of the curves do not show any reversal and no characteristic scale for dispersive processes can be defined from them. The topographies of the models are concave only, with an inflection point for drainage areas larger than 100 mm^2 .

This inflection delimits the erosion and sedimentation domains, respectively, for drainage areas smaller and larger than 100 mm^2 . In the sedimentation domain, drainage directions are divergent and cannot involve large drainage areas. In fact, the large values of drainage areas observed for this curve result from the numerical calculation which forces the numerical flow lines to converge. The part of the curve corresponding to large drainage areas, has no physical signification and we limit the interpretation to the points before the inflection. Time evolution of the slope/drainage relationship converges to a power law with an exponent equal to 0.04, which indeed shows a relative constancy of the slope. Drainage area or processes which concentrate the runoff on the surface model have no prior control on the silica transportation at the model scale. Similar downstream slope constancy is observed for DEM of natural topographies (see Fig. 4 of Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993)). This is interpreted as a domain where debris-flow dominates the transport. This type of transport is defined as a “complex group of gravity-induced rapid mass movement intermediate between landslide and water flooding” (Ritter et al., 1995), and are dominant in the scale range between 30 m to 1 km. This experimental model could be analogous to a km-scale landscape, if we assume that the fluvial processes transition is marked by a fixed drainage area of 1 km^2 for natural landscapes.

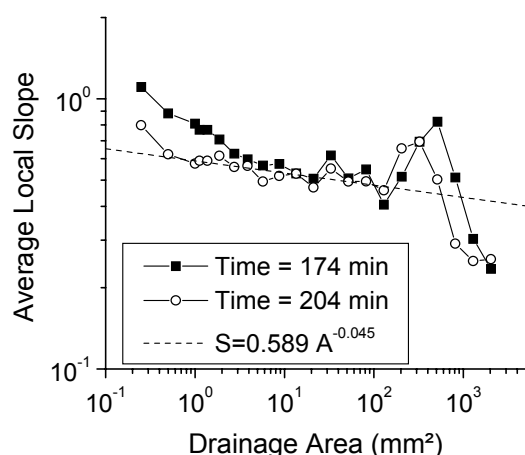


Figure 6: Slope-drainage area relationship of two successive steps of erosion for the largest drainage basin of the silica block (Figure 3B in solid squares, and Figure 3C in open circles).

6 Work in progress

Currently, our results show that the relationship between time and geometrical evolution of geomorphic instabilities can be analysed and quantified through an experimental approach. However, as the numerical studies point out (Davy et al., this issue), this relationship is strongly correlated with the local transport processes. Therefore, it is fundamental to define the formal expression between the physical variable, which control the rate of sediment transport in the experiments. Diffusive and advective transport processes have to be defined and quantified in terms of sediment flux, local slope and water discharge. Such empirical definitions of the erosion law should also be defined, for different paste preparations and internal mechanical properties of the material. This basic task will be the next step of this experimental project.

References

- Bergougnoux, L., Misguich-Ripault, J., Firpo, J. and André, J., Monte Carlo calculation of backscattered light intensity by suspension: comparison with experimental data, *Applied optics*, 35, 10, 1735-1741, 1996.
- Czirok, A., Somfai, E. and Vicsek, T., Experimental evidence for self-affine roughening in a micromodel of geomorphological evolution, *Physical review letters*, 71, 13, 2154-2157, 1993.
- Gover, G., Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. In: A. J. P. a. A. D. Abrahams (Editor), *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*. University College London Press, London, pp. 246-273, 1992.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., Where do channels begin?, *Nature*, 337, 232-234, 1988.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., Source areas, drainage density, and channel initiation, *Water Resour. Res.*, 25, 1907-1918, 1989.
- Montgomery, D.R. and Foufoula-Georgiou, E., Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934, 1993.

Ritter, D.F., Kochel, R.C. and Miller, J.R., *Process geomorphology*. Wm. C. Brown Publishers, 546 pp, 1995.

Schumm, S.A., Mosley, M.P. and Weaver, W.E., *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, 1987.

Sherpherd, R.G. and Schumm, S.A., Experimental study of river incision, *Geological society of american bulletin*, 85, 257-268, 1974.

Smith, C.E., Modeling high sinuosity meanders in a small flume, *Geomorphology*, 25, 19-30, 1998.

Wittmann, R., Kautzky, T., Hübler, A. and Lücher, E., A simple experiment for the examination of dendritic river systems, *Naturwissenschaften*, 78, 23-25, 1991

Références bibliographiques

- Ahnert, F., Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins, *American Journal of Science*, 268, 243-263, 1970.
- Allen, P.A., and A.L. Densmore, Sediment flux from an uplifting fault block, *Basin Research*, 12, 367-380, 2000.
- Anderson, R.S., Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,161-20,174, 1994.
- Ashmore, P.E., Laboratory modelling of gravel braided stream morphology, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 201-225, 1982.
- Avouac, J.P., and E.B. Burov, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, 101 (B8), 17,747-17,769, 1996.
- Band, L.E., Topographic partition of watersheds with digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 22, 15-24, 1986.
- Beaumont, C., H. Kooi, and S. Willett, Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M.A. Summerfield, pp. 29-55, Wiley, 2000.
- Benda, L., and T. Dunne, Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks, *Water Resour. Res.*, 33, 2865-2880, 1997a.
- Benda, L., and T. Dunne, Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow, *Water Resour. Res.*, 33, 2849-2863, 1997b.
- Braun, J., A.M. Heimsath, and J. Chappell, Sediment transport mechanisms on soil-mantled hillslopes, *Geology*, 29 (8), 683-686, 2001.
- Braun, J., and M. Sambridge, Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method base on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 9, 27-52, 1997.
- Brozovic, N., D.W. Burbank, and A.J. Meigs, Climatic Limits on Landscape Development in the Norhtwestern Himalaya, *Science*, 276, 571-574, 1997.
- Buffington, J.M., and D.R. Montgomery, A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers, *Water Resour. Res.*, 33 (8), 1993-2029, 1997.
- Burbank, D.W., and R.S. Anderson, *Tectonic Geomorphology*, 272 pp., Blackwell Science, 2001.
- Burbank, D.W., and R.A. Beck, Rapid, long-term rates of denudation, *Geology*, 19, 1169-1172, 1991.
- Burbank, D.W., J. Leland, E. Fielding, R.S. Anderson, N. Brozovic, M.R. Reid, and C. Duncan, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505-510, 1996.
- Carretier, S., Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative, Université de Montpellier 2, 2000.
- Carson, M.A., and M.J. Kirkby, *Hillslope form an process*, 475 pp., Cambridge university press, New York, 1972.
- Cattin, R., and J.-P. Avouac, Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *J. Geophys. Res.*, 105 (B6), 13,389-13,407, 2000.
- Chase, C.G., Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography, *Geomorphology*, 5, 39-57, 1992.
- Coussot, P., *Mudflow rheology and dynamics*, A. A. Balkema, Rotterdam, 1997.
- Crave, A., *Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques*, 1995.
- Crave, A., and P. Davy, Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France, *Tectonophysics*, 269, 91-111, 1997.
- Crave, A., and P. Davy, A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics, *Computer and Geosciences*, 27, 815-827, 2001.

- Crave, A., D. Lague, P. Davy, J. Kermarrec, D. Sokoutis, L. Bodet, and R. Compagnon, Analogue Modelling of Relief Dynamics, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25 (6-7), 549-553, 2000.
- Culling, W.E.H., Analytical theory of erosion, *J. Geol.*, 68, 336-344, 1960.
- Czirok, A., E. Somfai, and T. Vicsek, Experimental evidence for self-affine roughening in a micromodel of geomorphological evolution, *Physical Review Letters*, 71 (13), 2154-2157, 1993.
- Davy, P., and P. Cobbold, Experiments on shortening of a 4 layer model of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- Davy, P., and A. Crave, Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25 (6-7), 533-541, 2000.
- Densmore, A.L., R.S. Anderson, B.G. McAdoo, and M.A. Ellis, Hillslope Evolution by Bedrock Landslides, *Science*, 275, 369-372, 1997.
- Densmore, A.L., M.A. Ellis, and R.S. Anderson, Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountain ranges, *J. Geophys. Res.*, 103, 15203-15219, 1998.
- Dietrich, W.E., and T. Dunne, The channel head, in *Channel Network Hydrology*, edited by K.a.K. Beven, M. J., pp. 176-219, John Wiley, New York, 1993.
- Dunne, T., Formation and controls of channel networks, *Progress in Physical Geography*, 4, 211-239, 1980.
- Dunne, T., and B.A. Aubry, Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on the basis of field experiments, in *Hillslope Processes*, edited by A.D. Abrahams, Allen and Unwin, Boston, 1986.
- Einsele, G., and M. Hinderer, Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins, *Geol. Rundsch.*, 86, 288-310, 1997.
- Fernandes, N.F., and W.E. Dietrich, Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments, *WRR*, 33 (6), 1307-1318, 1997.
- Fielding, E.J., Morphotectonic evolution of the Himalayas and Tibetan Plateau, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by S. M.A., pp. 201-222, John Wiley & Sons Ltd, 2000.
- Flint, J.-J., Stream Gradient as a Function of Order, Magnitude, and Discharge, *Water Resources Research*, 10 (5), 969-973, 1974.
- Flint, J.J., Experimental development of headward growth of channel networks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1087-1094, 1973.
- Galy, A., and C. France-Lanord, Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes, *Geology*, 29 (1), 23-26, 2001.
- Gardner, T.W., Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *GAS Bull.*, 94, 664-672, 1983.
- Gilbert, G., Report on the geology of the Henry Mountains, pp. 160, U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Interior Region, Washington, D.C. U.S. Government Printing Office, 1877.
- Govers, G., Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow, in *Overland Flow : hydraulics and erosion mechanics*, edited by A.J.a.A. Parsns, A. D., pp. 243-273, UCL Press, London, 1992.
- Govers, G., and G. Rauws, Transporting capacity of overland flow on plane and on irregular beds, *earth surface processes and landforms*, 11, 515-524, 1986.
- Gupta, V.K., and E. Waymire, Statistical self-similarity in river networks parameterized by elevation, *Water Resour. Res.*, 25, 463-476, 1989.
- Guy, H.P., D.B. Simons, and E.V. Richardson, Summary of alluvial channel data from flume environments, 1956-1961, U.S. Geological Survey, 1966.
- Hack, J.T., Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294 B, 45-94, 1957.
- Hack, J.T., Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *American Journal of Science*, 258, 80-97, 1960.
- Hallet, B., L. Hunet, and J. Bogen, Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications, *Global and Planetary Change*, 12, 213-235, 1996.

- Hancock, G., Experimental testing of the Siberia landscape evolution model, University of Newcastle, Newcastle, Australia, 1997.
- Hancock, G., and G. Willgoose, Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: Declining equilibrium landforms, *Water Resour. Res.*, 37 (7), 1981-1992, 2001.
- Hancock, G., and G. Willgoose, The production of digital elevation models for experimental model landscapes, *Earth Surf. Process. Landforms*, 26, 475-490, 2001.
- Harbor, D.J., Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier river, Utah, *Journal of Geology*, 106, 181-194, 1998.
- Harrison, C.G.A., What factors control mechanical erosion rates?, *Int. Hourn. Earth Sciences*, 88, 752-763, 2000.
- Hasbargen, L.E., and C. Paola, Landscape instability in an experimental drainage basin, *Geology*, 28 (12), 1067-1070, 2000.
- Hay, W.W., Detrital sediment fluxes from continents to ocean, *Chemical Geology*, 145, 287-323, 1998.
- Hinderer, M., Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads, *Geodinamica Acta*, 14, 231-263, 2001.
- Holland, W.N., and G. Pickup, Flume study of knickpoint development in stratified sediment, *GSA Bull.*, 87, 76-82, 1976.
- Horton, R.E., Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 275-370, 1945.
- Hovius, N., Controls on sediment supply by large rivers, in *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, edited by K.W.S.a.P.J. McCabe, pp. 3-16, 1998a.
- Hovius, N., Landslide-driven drainage network evolution in a pre-steady-state mountain belt: Finisterre Mountains, Papua New Guinea, *Geology*, 26, 1071-1074, 1998b.
- Hovius, N., C.P. Stark, and P.A. Allen, Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231-234, 1997.
- Hovius, N., C.P. Stark, C. Hao-Tsu, and L. Jiun-Chuan, Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan, *Journal of Geology*, 108, 73-89, 2000.
- Howard, A.D., A detachment-limited model of drainage basin evolution., *Water Resour. Res.*, 30 (7), 2261-2285, 1994.
- Howard, A.D., Long Profile Development of Bedrock Channels: Interaction of weathering, Mass Wasting, Bed Erosion and Sediment Transport, in *River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J.a.W. Tinkler, E.E., pp. 297-319, AGU Monograph, 1998.
- Howard, A.D., W.E. Dietrich, and M.A. Seidl, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99 (B7), 13,971-13,986, 1994.
- Howard, A.D., and G. Kerby, Channel changes in badlands, *GSA Bull.*, 94, 739-752, 1983.
- Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, J. Lavé, and J.-P. Avouac, Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal, *JGR*, 104 (B6), 12,779-12,796, 1999.
- Ijjasz-Vasquez, E.J., and R.L. Bras, Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models, *Geomorphology*, 12, 299-311, 1995.
- Iverson, R.M., The physics of debris flows, *Reviews of Geophysics*, 35 (3), 245-296, 1997.
- Julien, P.Y., *Erosion and sedimentation*, 280 pp., Cambridge University Press, 1994.
- Kennan, L., Large-scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. Summerfield, pp. 167-199, John Wiley & Sons, 2000.
- Kirby, E., and K. Whipple, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29 (5), 415-418, 2001.
- Kirchner, J.W., Stastical inevitability of Horton's law and the apparent randomness of stream channel networks., *Geology*, 21, 591-594, 1993.
- Kirchner, J.W., R.C. Finkel, C.S. Riebe, D.E. Granger, J.L. Clayton, J.G. King, and W.F. Megahan, Mountain erosion over 10yr, 10 k.y. and 10 m.y. time scales, *Geology*, 29 (7), 591-594, 2001.

- Kirkby, M., Thresholds and Instability in Stream Head Hollows: A Model of Magnitude and Frequency for Wash Processes, in *Process Models and Theoretical Geomorphology*, edited by M.J. Kirkby, pp. 295-314, John Wiley & Sons, 1994.
- Kirkby, M.J., Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, 3, 15-30, 1971.
- Kooi, H., and C. Beaumont, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction., *J. Geophys. Res.*, 99 (B6), 12191-12209, 1994.
- Kooi, H., and C. Beaumont, Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.*, 101 (B2), 3361-3386, 1996.
- Koons, P.O., The topography evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the southern Alps, New-zealand., *Am. J. Sc.*, 289, 1041-1069, 1989.
- Kuhnle, R.A., Fluvial transport of sand and gravel mixtures with bimodal size distribution, *Sedimentary Geology*, 85, 17-24, 1993.
- Lague, D., P. Davy, and A. Crave, Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25 (6-7), 543-548, 2000.
- Lavé, J., Tectonique et érosion : L'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central., Paris VII, 1997.
- Lavé, J., and J.P. Avouac, Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3), 5735-5770, 2000.
- Leopold, L.B., and T.J. Maddock, The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications., pp. 57, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1953.
- Loewenherz, D.S., Stability and the Initiation of Channelized Surface Drainage: a Reassessment of the Short Wavelength Limit, *JGR*, 96 (B5), 8453-8464, 1991.
- Loewenherz-Lawrence, D.S., Hydrodynamic description for advective sediment transport processes and rill initiation, *WRR*, 30 (11), 3203-3212, 1994a.
- Loewenherz-Lawrence, D.S., Theoretical Constraints on the Development of Surface Rills: Mode Shapes, Amplitude Limitations and Implications for Non-Linear Evolution, in *Process Models and Theoretical Geomorphology*, edited by M.J. Kirkby, pp. 315-333, John Wiley & Sons, 1994b.
- Martin, Y., Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations, *Geomorphology*, 34, 1-21, 2000.
- Masek, J.G., B.L. Isacks, T.L. Gubbels, and E.J. Fielding, Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus, *J. Geophys. Res.*, 99 (B7), 13,941-13,956, 1994.
- Merritts, D.J., and K.R. Vincent, Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1373-1388, 1989.
- Merritts, D.J., K.R. Vincent, and E.E. Wohl, Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces, *JGR*, 99 (B7), 14031-14050, 1994.
- Metivier, F., Diffusivelike buffering and saturation of large rivers, *Phys. Rev. E*, 60, 5827-5832, 1999.
- Metivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and M. Klein, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys. J. Int.*, 137, 280-318, 1999.
- Meunier, P., and F. Métyvier, Permanence des fluxs de masse d'une rivière en tresses expérimentales, *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 331, 105-110, 2000.
- Milliman, J.D., and J.P.M. Syvitski, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountaineous rivers, *Journal of Geology*, 100, 525-544, 1992.
- Mizutani, T., Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation, *Geomorphology*, 24, 353-361, 1998.
- Molnar, P., and P. England, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg ?, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Montgomery, D.R., Valley incision and the uplift of mountain peaks, *JGR*, 99 (B7), 13913-13921, 1994.

- Montgomery, D.R., T.B. Abbe, J.M. Buffington, N.P. Peterson, K.M. Schmidt, and J.D. Stoc, Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins, *Nature*, 381, 587-589, 1996.
- Montgomery, D.R., and W.E. Dietrich, Where do channels begin ?, *Nature*, 337, 232-234, 1988.
- Montgomery, D.R., and W.E. Dietrich, Source areas, drainage density, and channel initiation, *Water Resour. Res.*, 25, 1907-1918, 1989.
- Montgomery, D.R., and W.E. Dietrich, Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, 255, 826-830, 1992.
- Montgomery, D.R., and W.E. Dietrich, Landscape Dissection and Drainage Area-slope Thresholds, in *Process Models and Theoretical Geomorphology*, edited by M.J. Kirkby, pp. 221-246, John Wiley & Sons, 1994.
- Montgomery, D.R., and E. Foufoula-Georgiou, Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934, 1993.
- Paola, C., G. Parker, R. Seal, S.K. Sinha, J.B. Southard, and P.R. Wilcock, Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume, *Science*, 258, 1757-1760, 1992.
- Peizhen, Z., P. Molnar, and W.R. Downs, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, 891-897, 2001.
- Pinet, P., and M. Souriau, Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, 7 (3), 563-582, 1988.
- Prosser, I., and P. Rustomji, Sediment transport capacity relations for overland flow, *Progress in Physical Geography*, 24, 179-193, 2000.
- Prosser, I.P., and W.E. Dietrich, Field experiments on erosion by overland flow and their implication for a digital terrain model of channel initiation, *WRR*, 31 (11), 2867-2876, 1995.
- Raymo, M.E., and W.F. Ruddiman, Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, 359, 117-122, 1992.
- Raymo, M.E., W.F. Ruffiman, and P.N. Froelich, Influence of Late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles, *Geology*, 16, 649-653, 1988.
- Rigon, R., I. Rodríguez-Iturbe, A. Maritan, A. Giacometti, D.G. Tarboton, and A. Rinaldo, On Hack's law, *WRR*, 32 (11), 3367-3374, 1996.
- Rodriguez-Iturbe, I., and A. Rinaldo, *Fractal River Basins : Chance and Self-Organization*, Cambridge University Press, 1997.
- Roering, J.J., J.W. Kirchner, and W.E. Dietrich, Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resour. Res.*, 35, 853-870, 1999.
- Roering, J.J., J.W. Kirchner, L.S. Sklar, and W.E. Dietrich, Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study, *Geology*, 29 (2), 143-146, 2001.
- Rosenbloom, N.A., and R.S. Anderson, Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California, *JGR*, 99 (B7), 14013-14029, 1994.
- Salles, C., J. Poesen, and G. Govers, Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: rain erosivity indices and threshold energy, *Water Resources Research*, 36 (9), 2721-2729, 2000.
- Sasaki, Y., A. Fujii, and K. Asai, Soil creep process and its role in debris slide generation - field measurements on the north side of Tsukuba Mountain in Japan, *Engineering Geology*, 56, 163-183, 2000.
- Schaller, M., F. Blanckenburg von, N. Hovius, and P.W. Kubik, Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 441-458, 2001.
- Schmidt, K.M., and D.R. Montgomery, Limits to Relief, *Science*, 270, 617-620, 1995.
- Schumm, S.A., M.P. Mosley, and W.E. Weaver, *Experimental fluvial geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1987.
- Schumm, S.A., and D.K. Rea, Sediment yield from disturbed earth systems, *Geology*, 23 (5), 391-394, 1995.
- Seidl, M.A., and W.E. Dietrich, The problem of channel erosion into bedrock, *Catena Supplement*, 23, 101-124, 1992.

- Seidl, M.A., W.E. Dietrich, and J.W. Kirchner, Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian Channels, *The Journal of Geology*, 102, 457-474, 1994.
- Selby, M.J., *Hillslope materials and processes*, 450 pp., Oxford University Press, Oxford, 1993.
- Sharma, P.P., S.C. Gupta, and W.J. Rawls, Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 301-307, 1991.
- Sheperd, R.G., and S.A. Schumm, Experimental Study of River Incision, *GSA Bull.*, 85, 257-268, 1974.
- Shreve, R.L., Statistical law of stream number, *J. Geol.*, 74, 17-37, 1966.
- Sklar, L., and W.E. Dietrich, River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in *River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J.a.W. Tinkler, E.E., pp. 237-260, AGU Monograph, 1998.
- Smith, C.E., Modeling high sinuosity meanders in a small flume, *Geomorphology*, 25, 19-30, 1998.
- Smith, T.R., and F.P. Bretherton, Stability and the Conservation of Mass in Drainage Basin Evolution, *WRR*, 8 (6), 1506-1529, 1972.
- Snyder, N.P., K.X. Whipple, G.E. Tucker, and D.J. Merritts, Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *GSA Bulletin*, 112 (8), 1250-1263, 2000.
- Souriau, M., Les processus d'érosion mécanique à l'intérieur des grands bassins fluviaux, *Bull. Soc. géol. France*, 166 (6), 763-781, 1995.
- Stark, C.P., and N. Hovius, The characterization of landslide size distributions, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (6), 1091-1094, 2001.
- Stark, C.P., and G.J. Stark, A channelization model of landscape evolution, *American Journal of Science*, 301, 486-512, 2001.
- Stock, J.D., and D.R. Montgomery, Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *JGR*, 104 (B3), 4983-4993, 1999.
- Summerfield, M.A., and N.J. Hulton, Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 99 (B7), 13,871-13,883, 1994.
- Talling, P.J., Self-organization of river networks to threshold states, *Water Resour. Res.*, 36 (4), 1119-1128, 2000.
- Tarboton, D.G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, Scaling and elevation in river networks, *Water Resour. Res.*, 25 (9), 2037-2051, 1989.
- Tarboton, D.G., R.L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe, A physical basis for drainage density, *Geomorphology*, 5, 59-76, 1992.
- Thompson, D., and E. Wohl, Flume experimentation and simulation of bedrock channel processes, in *Rivers over rocks: fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J. Tinkler, and E.E. Wohl, pp. 279-296, 1998.
- Tucker, G.E., and R.L. Bras, Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology, *WRR*, 34 (10), 2751-2764, 1998.
- Tucker, G.E., and R.L. Bras, A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Water Resources Research*, 36 (7), 1953-1964, 2000.
- Tucker, G.E., and R. Slingerland, Predicting sediment flux from fold and thrusts belts, *Basin Research*, 329-349, 1996.
- Tucker, G.E., and R.L. Slingerland, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study, *JGR*, 99, 12,229-12,243, 1994.
- Westaway, R., Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, *J. Geophys. Res.*, 99 (B10), 20,203-20,223, 1994.
- Whipple, K.X., Fluvial landscape response time : how plausible is steady-state denudation ?, *American Journal of Science*, 301, 313-325, 2001.
- Whipple, K.X., R.S. Anderson, and G.S. Dick, River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, *Geological Society of America Bulletin*, 112, 490-503, 2000a.

- Whipple, K.X., E. Kirby, and S.H. Brocklehurst, Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief, *Nature*, 401, 39-43, 1999.
- Whipple, K.X., G. Parker, C. Paola, and D. Mohrig, ChannelDynamics, Sediment Transport, and the Slope of Alluvial Fans: Experimental Study, *The Journal of Geology*, 106, 677-693, 1998.
- Whipple, K.X., N.P. Snyder, and K. Dollenmayer, Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand smokes, Alaska, *Geology*, 28 (9), 835-838, 2000b.
- Whipple, K.X., and G.E. Tucker, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *Journal of Geophysical Research*, 104 (B8), 17,661-17,674, 1999.
- Whiting, P.J., J.F. Stamm, D.B. Moog, and R.L. Orndorff, Sediment-transporting flows in headwater streams, *GSA Bulletin*, 111 (3), 450-466, 1999.
- Willett, S.D., Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, 104, 28,957-28,982, 1999.
- Willgoose, G., A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief, *Water Resour. Res.*, 30 (2), 151-159, 1994a.
- Willgoose, G., A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models, *J. Geophys. Res.*, 99, 13987-13996, 1994b.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodríguez-Iturbe, A physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour. Res.*, 27, 1697-1702, 1991a.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodríguez-Iturbe, A Coupled Channel Network Growth and Hillslope Evolution Model
1. Theory, *WRR*, 27 (7), 1671-1684, 1991b.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and I. Rodríguez-Iturbe, Results from a new model of river basin evolution, *ESPL*, 16, 237-254, 1991c.
- Wittmann, R., T. Kautzky, A. Hübner, and E. Lüscher, A simple experiment for the examination of dendritic river systems, *Naturwissenschaften*, 78, 23-25, 1991.
- Wolman, M.G., and J.P. Miller, Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes., *J. Geol.*, 68, 54-74, 1960.
- Wood, L.J., F.G. ethridge, and S.A. Schumm, The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach, *Spec. Publs Int. Ass. sediment.*, 18, 43-53, 1993.
- Yalin, M.S., *Mechanics of sediment transport*, Pergamon Press, Oxford, 1980.

Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique.

Résumé

L'évolution à long terme des reliefs continentaux résulte de couplages complexes entre processus d'érosion et mouvements tectoniques qui tendent à s'équilibrer pour atteindre éventuellement un état stationnaire. La partie érosion de ces couplages est gouvernée par l'interaction entre des processus élémentaires de versant et de rivière, étroitement couplés, qui contrôlent l'organisation spatiale du réseau de drainage. Ces processus sont caractérisés par des vitesses d'érosion et de transport lentes sur les versants et très rapides dans les rivières, et dépendent souvent non-linéairement de la pente topographique et du flux d'eau. Il en résulte une dynamique complexe à l'échelle locale dont les conséquences à l'échelle continentale sur la vitesse et les volumes de matière transportés ne sont pas encore comprises. L'objectif de cette thèse a été de comprendre et modéliser cette dynamique à l'échelle des temps géologiques, dans le cadre de perturbations tectoniques simples, et pour des conditions climatiques constantes.

Nous utilisons un modèle numérique permettant de simuler l'action de différents processus d'érosion de versant et de transport fluvial. Les solutions hors équilibre prédites par ce modèle ne pouvant être validées analytiquement ou à partir de données naturelles, une approche expérimentale inédite a été développée. Elle permet d'étudier précisément l'évolution d'une topographie soumise à l'action simultanée d'une surrection simple et de processus d'érosion et de transport par ruissellement. Au cours d'une expérience, la surface s'auto-organise d'abord en une série de bassins versants de géométrie similaire aux systèmes naturels, puis l'altitude moyenne du système s'approche quasi-exponentiellement d'une valeur constante, traduisant un état d'équilibre macroscopique. L'analyse couplée des expériences et des simulations numériques montre que cette dynamique dépend fortement de la présence de zones de drainages internes non connectées aux conditions limites du système, du degré de non-linéarité entre érosion et pente topographique et de l'existence d'un seuil d'érosion. A partir de l'analyse de systèmes naturels, via le formalisme de la relation pente-aire drainée, nous mettons en évidence l'existence d'un tel seuil dans les systèmes naturels. Pour ce faire nous avons développé un nouveau critère morphologique permettant de caractériser l'état dynamique des reliefs naturels. L'hypothèse d'équilibre dynamique entre érosion et tectonique, nécessaire à l'interprétation correcte des relations entre formes topographiques et processus d'érosion, peut être ainsi (in)validée.

Ces résultats suggèrent que le seuil d'érosion habituellement négligé dans le calibrage des lois d'érosion élémentaires doit être explicitement pris en compte pour prédire correctement les formes topographiques naturelles, la dynamique de la croissance des réseaux de drainage et les relations à l'échelle continentale entre taux de dénudation et paramètres topographiques.

Mots-clés :

Géomorphologie quantitative, lois d'érosion, modélisation, relation pente-aire drainée, tectonique